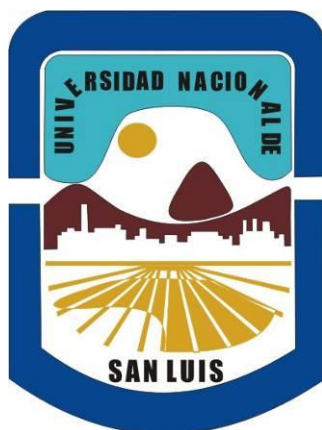

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN LUIS

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICO, MATEMÁTICAS y NATURALES



“Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de bajo grado de la Formación San Luis (Proterozoico Tardío – Paleozoico Temprano). Provincia de San Luis. Argentina”.

Autor: Juan Matías Perón Orrillo

Director: Dr. Ariel Ortiz Suárez

Co-director: Dr. David Rivarola

Departamento de Geología UNSL

- 2017 -

“Durante mil millones de años, la paciente Tierra amasó documentos y los inscribió con signos e imágenes que quedaron desapercibidas y sin uso. Hoy, por fin, están despertando, porque el hombre ha venido a despertarlos. Las piedras han comenzado a hablar, porque hay un oído para escucharlas. Las capas se convierten en historia y, liberadas del sueño encantado de la eternidad, la variada e interminable danza de la vida se eleva de las profundidades negras del pasado a la luz del presente.”

Hans Cloos (1885 – 1951), geólogo alemán.

*Dedicado a mis padres, por darme el primer empujón
en este camino maravilloso de la ciencia;
y a mis hermanos, por acompañarme en la aventura.*

RESUMEN

La sierra de San Luis es parte de las Sierras Pampeanas Orientales (Caminos, 1979) y se conforma de un basamento ígneo–metamórfico generado mayormente durante la orogenia Famatiniana. Sus unidades metamórficas se distribuyen en complejos metamórficos de grado variable, desde facies esquistos verdes hasta granulitas.

La Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988; Prozzi, 1990) es una unidad silicoclástica de origen marino afectada por metamorfismo regional de facies esquistos verdes. Aflora en el centro-sur de la sierra de San Luis en dos fajas denominadas Oriental y Occidental, que alcanzan 40 a 50 km de extensión en sentido NNE y un ancho máximo de 5 km (Ortiz Suárez *et al.*, 1992). Dicha unidad está en contacto con esquistos mediante fajas de cizalla dúctil, en algunas de las cuales se han intruído cuerpos ígneos. Su macroestructura es un plegamiento cilíndrico con longitud de onda kilométrica, apretado e inclinado, el cual genera un clivaje de plano axial con dirección NNE y buzamiento alto al ONO y ESE (von Gosen y Prozzi, 1996; von Gosen, 1998). También se observan fajas de cizalla interna con rumbo NE y buzamiento subvertical. El protolito de esta unidad está conformado por fangolitas, areniscas, conglomerados y rocas ígneas félsicas (Ortiz Suárez *et al.*, 1992).

La edad de sedimentación de la Formación San Luis es discutida, pero se ubicaría en el lapso Neoproterozoico tardío – Cámbrico (Prozzi, 1990; Drobe *et al.*, 2011; Perón Orrillo *et al.*, 2012). Por esta razón, ha sido correlacionada tradicionalmente con la Formación Puncoviscana (Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005). Sin embargo, trabajos recientes la incluyen en el conjunto de unidades metasedimentarias depositadas tras la orogenia Pampeana en el margen occidental de Gondwana. Su relación genética con los complejos metamórficos de mayor grado de la sierra de San Luis también es tema de debate en la actualidad. Asimismo, en este trabajo se pone en duda la validez de su asignación como “Formación”, la cual se basa en criterios petrológicos, estructurales y sedimentarios que incumplen con las normas del Código Estratigráfico Argentino.

El objetivo de este trabajo es proponer un modelo genético y evolutivo para el protolito sedimentario de la Formación San Luis. Se relevaron 7.900 m de metasedimentitas en 18 secciones estratigráficas que fueron integradas en 6 columnas distribuidas en ambas fajas. Se aplicó la metodología de análisis de facies sedimentarias, con un análisis estructural previo para determinar el modelo de deformación de la unidad. Finalmente, se construyó la columna estratigráfica y se propuso el modelo paleoambiental y evolutivo de la cuenca.

El espesor de la columna sedimentaria ha sido calculado en 3.100 m en la faja Oriental y 1.700 m en la faja Occidental, en ambos casos sin descomprimir. La polaridad principal de la faja Oriental es predominantemente hacia el oeste, en tanto que la de la faja Occidental

es hacia el este en su borde oriental y hacia el oeste en su borde occidental.

Se han reconocido diez litofacies: Paraconglomerados con matriz fangosa masivo (Cfm), con matriz areno-fangosa y fábrica abierta (Caa) o fábrica cerrada (Cac), Sabulita con gradación normal (Sg), Vaques gruesa (Vg) y fina (Vf), Fangolitas masiva (Fm), laminada (FI), carbonosa laminada (Fcl) y guijarrosa laminada (FGI). Han sido agrupadas en nueve asociaciones de facies: AFI (Cfm-Fm) fue depositada por flujos de detritos cohesivos con remanentes turbidíticos. AFII (Caa-Vf-FI) y III (Cac-Vf-FI) fueron depositadas por flujos hiperconcentrados no cohesivos con remanentes turbidíticos. AFIV (Sg-Vg-Vf), V (Vg-Vf-FI) y VI (Vf-FI) fueron depositadas por flujos turbidíticos gravoarenosos hasta fangoarenosos, desacelerantes, de densidad decreciente y volumen creciente. AFVII (FI) y VIII (FI-Fcl) fueron depositadas por decantación continua de material suspendido en plumas de baja densidad, durante periodos sin actividad biológica (AFVII) o con intensa productividad orgánica (AFVIII). AFIX (FI-FGI) fue depositada por decantación continua de material suspendido en plumas de baja densidad, asociado a caída de material transportado por icebergs y capas de hielo marino. AFI, II y III rellenaron canales de talud, mientras que AFIV rellenó tanto canales de talud como de llanura abisal. AFV y VI se depositaron en lóbulos de llanura abisal y en albardones de los canales, desde proximales a distales. AFVII y VIII se depositaron principalmente en el talud y cubriendo al sistema durante sus pausas sedimentarias. AFIX se depositó en la zona de máximo proglacial de un sistema glacimarinero.

La evolución del relleno sedimentario de la faja Oriental puede dividirse en dos intervalos. El intervalo inferior inicia sin base visible, con la depositación de la AFVII (200 m) en una llanura abisal. Luego se depositaron las AFV y VI (300 a 600 m) formando lóbulos arenosos de llanura abisal. El intervalo superior comprende la depositación de AFVII (más de 1500 m) en un talud continental que era periódicamente erosionado y rellenado por complejos de canales de talud. Se han reconocido tres de estos complejos. El primero está compuesto por las AFI, II, III y IV (100 a 400 m) y presenta una extensión lateral de unos 11 km, con geometría irregular y asimétrica que permite inferir un relleno multiepisódico con migración lateral del complejo hacia el sur. Los otros dos complejos se encuentran hacia el techo de la secuencia y están compuestos por las AFIV y V (200 m), con una extensión lateral de 5 km y muy leve asimetría. Este intervalo está coronado por la AFVIII, depositada en el talud durante un periodo de alta productividad orgánica. El arreglo cicloestratigráfico se interpreta como la progradación normal del talud sobre los lóbulos de llanura abisal.

La evolución del relleno sedimentario de la faja Occidental se puede dividir en tres intervalos. El intervalo inferior inicia sin base visible, con la depositación de AFV y VI (600 m) en lóbulos arenosos de llanura abisal. Estos lóbulos fueron luego erosionados por, al menos, dos complejos de canales multiepisódicos, que fueron rellenados por la AFIV (300 m). La geometría irregular y asimétrica de ambos complejos permite inferir un relleno multiepisódico

con migración lateral de los canales. El segundo intervalo inicia con una superficie de erosión que alcanza unos 14 km de extensión lateral, interpretada como la superficie basal de un canal erosivo o de *by pass*. Este fue posteriormente rellenado por las AFIX y VII (100 a 300 m) correspondientes a la zona de máximo proglacial de un sistema glacimarino. El tercer intervalo comienza con la erosión de los depósitos glacimarinicos durante la instalación de nuevos complejos de canales, rellenos por la AFIV (100 a 150 m), con unos 5 km de extensión lateral y geometría asimétrica debida a un relleno multiepisódico con migración lateral de canales. Estos complejos de canales están asociados con lóbulos arenosos de llanura abisal conformados por las AFV y VI (700 m). Este arreglo cicloestratigráfico se interpreta como una pausa en la sedimentación de un sistema de canales y lóbulos de llanura abisal, debida a un evento glacial.

No se han encontrado niveles estratigráficos que permitan una correlación fiable de ambas fajas, sin embargo, es posible postular cuatro hipótesis a modo preliminar. En los primeros tres casos ambas fajas pertenecerían a la misma cuenca sedimentaria, con distintas posibilidades de correlación entre los lóbulos de llanura abisal. La cuarta alternativa, basada en las edades disponibles para cada faja, establece que estas se habrían depositado en cuencas independientes y diacrónicas. Teniendo en cuenta la posible filiación de los depósitos glacimarinicos de la faja Occidental con la glaciación Gaskier (580 Ma, Perón Orrillo *et al.*, 2012) y las dataciones radimétricas de la faja Oriental (510 Ma, Drobe *et al.*, 2011); se infiere que la faja Occidental se habría depositado antes del inicio de la subducción durante el ciclo orogénico Pampeano, mientras que la faja Oriental lo habría hecho tras el final del ciclo Pampeano y antes del inicio de la subducción correspondiente al ciclo orogénico Famatiniano. A partir de esta última propuesta se plantea un posible modelo evolutivo que comienza antes de los 580 Ma con la depositación del protolito de la faja Occidental de la Formación San Luis en el talud oriental del arco de islas correspondiente al Complejo Metamórfico Nogolí; separado del cratón Río de la Plata, en el margen occidental de Gondwana, por una dorsal centro-oceánica. Durante el ciclo orogénico Pampeano (555 – 525 Ma) este arco de islas y sus sedimentos se desplazan hacia el este, pero la subducción se detiene antes de su acreción al cratón Río de la Plata. Entre los 525 y 490 Ma se depositan los protolitos del Complejo Metamórfico Pringles y de la faja Oriental de la Formación San Luis en una cuenca de antepaís formada al oeste del orógeno pampeano, hasta que ésta se cierra por la acreción del arco de islas contra el borde occidental de Gondwana. Finalmente, a los 460 Ma el Terreno Cuyania colisiona contra el margen occidental de Gondwana dando lugar a la deformación de ambas fajas de la Formación San Luis y la exhumación del basamento ígneo-metamórfico.

ABSTRACT

The San Luis range is part of the Eastern Pampean Ranges (Caminos, 1979) and it is formed by an igneous - metamorphic basement generated mostly during the Famatinian Orogeny. Its metamorphic units are distributed in metamorphic complexes of variable degree, from greenschist to granulites facies.

The San Luis Formation (Prozzi and Ramos, 1988; Prozzi, 1990) is a silicoclastic unit of marine origin affected by regional metamorphism of greenschist facies. It outcrops in the south-central sector of the San Luis range in two belts denominated Eastern and Western, which reach 40 to 50 km of extension in direction NNE and a maximum width of 5 km (Ortiz Suárez *et al.*, 1992). It is in contact with schists by means of ductile shears, some of which has been intruded by igneous bodies. Its macrostructure is a cylindrical folding with kilometric wavelength, tight and inclined, which generates a cleavage of axial plane with direction NNE and subvertical dipping to the NW and SE (von Gosen and Prozzi, 1996; von Gosen, 1998). Internal shear bands with NE bearing and subvertical dipping are also observed. The protolith of this unit is formed by mudstones, sandstones, conglomerates and felsic igneous rocks (Ortiz Suárez *et al.*, 1992).

The age of sedimentation of the San Luis Formation is discussed, but it would be located in the Late Neoproterozoic – Cambrian lapse (Prozzi, 1990; Drobe *et al.*, 2011; Perón Orrillo *et al.*, 2012). For this reason, it has been traditionally correlated with Puncoviscana Formation (Prozzi and Ortiz Suárez, 1994; Aceñolaza and Aceñolaza, 2005). However, recent papers include it as part of the metasedimentary units deposited after the Pampean orogeny in the western margin of Gondwana. Its genetic relationship with the highest-grade metamorphic complexes in the San Luis range is also a topic of discussion. In this paper, it is also questioned the validity of its assignation as “Formation”, since it is based on petrological, structural and sedimentary criteria that do not comply with the norms of the Argentine Stratigraphic Code.

The objective of this research is to propose a genetic and evolutionary model for the sedimentary protolith of the San Luis Formation. It was surveyed 7,900 m of metasedimentites in 18 stratigraphic sections which were integrated into 6 stratigraphic columns, distributed in both belts. It was applied a sedimentary facies analysis, with a previous structural analysis to determine the model of deformation of this unit. Finally, it was constructed a stratigraphic column and proposed the paleoenvironmental and evolutionary model of the basin.

The thickness of the sedimentary column has been calculated at 3,100 m in Eastern belt and 1,700 m in Western belt, in both cases without decompressing. The main direction

of younging of Eastern belt is predominantly toward the west, while that of Western belt is to the east at its oriental border and towards the west at its western border.

It has been recognized ten lithofacies: paraconglomerates with massive mud matrix (Cfm), matrix-supported paraconglomerates with sand-mud matrix (Caa), clast-supported paraconglomerates with sand-mud matrix (Cac), normal-graded sabulites (Sg), coarse-grained wackes (Vg), fine-grained wackes (Vf), massive mudstones (Fm), laminated mudstones (FI), laminated carbonaceous mudstones (Fcl) and laminated pebbly mudstones (FGI). They have been grouped in nine facies associations: AFI (Cfm-Fm) was deposited by cohesive debris flows with turbiditic remnants. AFII (Caa-Vf-FI) and III (Cac-Vf-FI) were deposited by non-cohesive hyperconcentrated flows with turbiditic remnants. AFIV (Sg-Vg-Vf), V (Vg-Vf-FI) and VI (Vf-FI) were deposited by gravel-sandy to mud-sandy decelerating turbiditic flows which decreases its density and increases its volume. AFVII (FI) and VIII (FI-Fcl) were deposited by continuous settling of suspended sediment in low-density plumes, during periods without biological activity (AFVII) or with intense organic productivity (AFVIII). AFI (FI-FGI) was deposited by debris falling from icebergs and seasonal sea-ice, associated with continuous settling of suspended sediment in low-density plumes. AFI, II and III filled slope channels, while AFIV filled both slope and abyssal channels. AFV and VI were deposited in lobes of abyssal plain and channels levees, from proximal to distal. AFVII and VIII were deposited mainly in the slope and covering the all the system during its pauses. AFI (FI-FGI) was deposited in the maximum proglacial zone of a glacimarine system.

The evolution of the sedimentary filling of Eastern belt can be divided into two intervals. The lower interval begins with no visible base, with the deposition of AFVII (200 m) in an abyssal plain where later were deposited AFV and VI (300 to 600 m) forming sandy lobes. The upper interval comprises deposition of AFVII (over 1,500 m) on a continental slope that was periodically eroded and refilled by slope channel complexes. It has been recognized three of these complexes. The first one consists of AFI, II, III and IV (100 to 400 m) and has a lateral extension of about 11 km, with irregular and asymmetric geometry, that allows to infer a multiepisodic filling with lateral migration of the channels towards the south. The other two complexes are located towards the top of the sequence and are composed of AFIV and V (200 m), with a lateral extension of 5 km and very slight asymmetry. This interval is capped by AFVIII, deposited in the slope during a period of high organic productivity. This cyclostratigraphic arrangement is interpreted as the normal progradation of a slope over lobes of abyssal plain.

The evolution of the sedimentary filling of Western belt can be divided into three intervals. The lower interval begins with no visible base, with the deposition of AFV and VI (600 m) forming sandy lobes on the abyssal plain. These lobes were then eroded by, at least, two channel complexes which were filled by AFIV (300 m). Its asymmetric geometry

allows inferring a multiepisodic filling with lateral migration of the channels. The second interval begins with an erosion surface that reaches about 14 km of lateral extension, interpreted as the basal surface of an erosive or bypass channel. It was later filled by the AFIX and VII (100 to 300 m) corresponding to the maximum proglacial zone of a glacimarine system. The third interval begins with the erosion of the glacimarine deposits during the installation of new channel complexes, filled by AFIV (100 to 150 m), with about 5 km of lateral extension and asymmetric geometry due to a multiepisodic filling with lateral channel migration. These channel complexes are associated with sandy lobes of abyssal plain that are formed by AFV and VI (700 m). This cyclostratigraphic arrangement is interpreted as a pause in the sedimentation of a system of channels and lobes of the abyssal plain, caused by a glacial event.

It has not been found stratigraphic levels that allow a reliable correlation of both belts; however, it is possible to postulate four hypotheses in a preliminary way. In the first three cases, both belts belong to the same sedimentary basin, with different possibilities of correlation between the lobes of abyssal plain. The fourth alternative, based on the ages available for each belt, states that they would have been deposited in independent and diachronic basins. Considering the possible affiliation of glacimarine deposits from Western belt with the Gaskier glaciation (580 Ma, Perón Orrillo *et al.*, 2012) and the radiometric dating of Eastern belt (510 Ma, Drobe *et al.*, 2011); it is inferred that Western belt would have been deposited before the Pampean orogeny, while Eastern belt would have been deposited between the Pampean and Famatinian orogenies. Based on this last possibility it is proposed an evolutionary model that begins before 580 Ma with the deposition of the protolith of Western belt of the San Luis Formation on the eastern slope of the island arc corresponding to the Nogolí Metamorphic Complex, separated from the Rio de la Plata craton, at the western margin of Gondwana, by a mid-ocean ridge. During the Pampean orogenic cycle (555-525 Ma) this island arc and its sediments move eastward, but the subduction stops before its accretion to the Rio de la Plata craton. Between 525 and 490 Ma, the protoliths of the Pringles Metamorphic Complex and the Eastern belt of the San Luis Formation are deposited in a foreland basin formed to the west of the Pampean orogen, until it is closed by the accretion of the island arc against the western margin of Gondwana. Finally, at 460 My Cuyania Terrane collides against the western margin of Gondwana resulting in the deformation of both belts of the San Luis Formation and the exhumation of the basement.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a quienes favorecieron la concreción de este trabajo:

- A mi director y codirector, los Drs. Ariel Ortiz Suárez y David Rivarola, por sus sabios aportes y la constante motivación.
 - A los miembros del jurado evaluador, los Drs. Luis Spalletti, César Prozzi y Fernando Hongn, por sus comentarios y contribuciones.
 - A los proyectos de la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la FCFMyN – UNSL que financiaron esta investigación: Geología del lapso Precámbrico superior - Mesozoico de provincia de San Luis y su correlación con regiones circunvecinas (22/F017) y Geología del Lapso Precámbrico Superior – Mioceno de Provincia de San Luis y su correlación con Regiones Circunvecinas (3-2-0114).
 - Al CONICET por otorgarme las Becas de posgrado internas I y II.
 - Al Lic. Daniel Códega, por la elaboración de los cortes delgados utilizados en las descripciones litológicas de cada muestra.
 - A la Dra. Claudia Rubinstein, por su colaboración en el procesamiento de muestras para análisis micropaleontológico.
 - A los Lic. Pablo Perocco, Mauricio Icazatti, Camila Grasso, Gabriela Fuentes y Daiana Olsen; quienes fueron parte del inicio de esta investigación con sus tesis de licenciatura.
 - A los puesteros y familias que viven en las localidades de trabajo, por facilitarme la labor de campo con su hospitalidad y consejos.
 - A los colegas de las Reuniones Argentinas de Sedimentología, en especial al Dr. Ernesto Schwarz, por sus aportes desinteresados en las distintas etapas de esta investigación.
 - A mis padres Juan Domingo y Lidia por darme la vida y apoyarme en todo momento; y a mis hermanos Martín y Federico, por conformar esta maravillosa familia.
 - A mis amigos de toda la vida por estar presentes a pesar de la distancia.
 - A los compañeros de cursada y los amigos que he conocido gracias a la geología.
 - A todas aquellas personas que de una forma u otra hicieron esto posible.
-

INDICE TEMÁTICO

CAPITULO 1 – GENERALIDADES	1
1.1. Introducción y objetivos del trabajo	1
1.2. Ubicación y vías de acceso	1
1.3. Geomorfología regional e Hidrografía	2
1.4. Clima	5
CAPÍTULO 2 – METODOLOGÍA DE TRABAJO	6
2.1. Tareas iniciales de gabinete	6
2.2. Tareas de campo	6
2.3. Tareas de laboratorio	7
2.4. Trabajo final de gabinete	8
CAPITULO 3 – ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	9
3.1. Antecedentes bibliográficos específicos	9
CAPITULO 4 – MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	11
4.1. Geología de las fajas metamórficas	11
4.1.1. Complejo Metamórfico Nogolí	11
4.1.2. Complejo Metamórfico Conlara	14
4.1.3. Complejo Metamórfico Pringles	15
4.1.4. Formación San Luis	16
4.2. Geología de los cuerpos ígneos	17
4.2.1. Cinturones máfico-ultramáficos	18
4.2.2. Granitoides Precinemáticos	19
4.2.3. Granitoides Sincinemáticos	19
4.2.4. Granitoides Tardío a Postcinemáticos	20
CAPITULO 5 – GEOLOGÍA DE LA FORMACIÓN SAN LUIS	21
5.1. Definición y Límites	21
5.2. Litologías	22
5.2.1. Metapelitas	22
5.2.2. Metapelitas carbonosas	22
5.2.3. Meta-areniscas	23
5.2.4. Metaconglomerados	23
5.2.5. Rocas calcosilicáticas	24
5.2.6. Rocas ígneas félsicas metamorfizadas	25
5.3. Metamorfismo	26
CAPITULO 6 – ESTRUCTURA	27
6.1. Antecedentes	27

6.2.	Características generales de la estructura interna	27
6.3.	Fajas de cizalla	30
6.4.	Perfiles estructurales de la faja Oriental	31
6.4.1.	Perfil estructural Río Quinto	32
6.4.2.	Perfil estructural Río Cañada Honda	32
6.4.3.	Perfil estructural Puesto Mercau	32
6.4.4.	Perfiles estructurales Santo Domingo	35
6.5.	Perfiles estructurales de la faja Occidental	37
6.5.1.	Perfil estructural Quebrada Honda	37
6.5.2.	Perfiles estructurales Cerro Blanco	37
6.5.3.	Perfiles estructurales Puesto Gasparillo y La Carolina	40
6.5.4.	Perfil estructural Arroyo Curtiembre	40
6.6.	Potencia original y grado de acortamiento	42
6.7.	Polaridad de la secuencia estratigráfica	43
CAPÍTULO 7 – DESCRIPCIÓN DE LITOFACIES		45
7.1.	Conglomerados	47
7.1.1.	Paraconglomerado con matriz fangosa masivo (Cfm)	47
7.1.2.	Paraconglomerado con matriz arenofangosa y fábrica abierta (Caa)	48
7.1.3.	Paraconglomerado con matriz arenofangosa y fábrica cerrada (Cac)	49
7.1.4.	Sabulita con gradación normal (Sg)	50
7.2.	Areniscas	52
7.2.1.	Vaque gruesa (Vg)	52
7.2.2.	Vaque fina (Vf)	52
7.3.	Fangolitas	54
7.3.1.	Fangolita masiva (Fm)	54
7.3.2.	Fangolita laminada (FI)	54
7.3.3.	Fangolita carbonosa laminada (Fcl)	55
7.3.4.	Fangolita guijarrosa laminada (FGI)	56
8.1.	Asociación de Facies I – AFI	58
8.2.	Asociación de Facies II – AFII	58
8.3.	Asociación de Facies III – AFIII	59
8.4.	Asociación de Facies IV – AFIV	60
8.5.	Asociación de Facies V – AFV	60
8.6.	Asociación de Facies VI – AFVI	61
8.7.	Asociación de Facies VII – AFVII	62
8.8.	Asociación de Facies VIII – AFVIII	62
8.9.	Asociación de Facies IX – AFIX	63
CAPITULO 9 – REGIONALIDAD Y EVOLUCION DE LA CUENCA		64

9.1. Distribución geométrica de los sistemas depositacionales y evolución del relleno sedimentario de la faja Oriental	65
9.2. Distribución geométrica de los sistemas depositacionales y evolución del relleno sedimentario de la faja Occidental	68
9.3. Relación entre las fajas Oriental y Occidental	70
CAPITULO 10 – DISCUSIÓN	73
10.1. La Formación San Luis en el contexto regional de sedimentación	73
10.2. La Formación San Luis en el contexto de la sierra de San Luis	74
10.3. Modelo evolutivo del protolito de la Formación San Luis	77
CAPITULO 11 – CONCLUSIONES	80
11.1. Estructura	80
11.2. Sedimentología	80
11.3. Estratigrafía	81
11.4. Nuevas líneas de investigación	82
CAPITULO 12 – BIBLIOGRAFÍA	84
APÉNDICES	
A – Mapa Geológico de la faja Oriental	
B – Secciones estratigráficas de la faja Oriental – Lámina 1: Río Cañada Honda 1, 2, 3 y compuesta.	
C – Secciones estratigráficas de la faja Oriental – Lámina 2: Río Quinto 1, 2, 3 y compuesta; Balde de la Isla compuesta; Puesto Mercau 1 y compuesta; Santo Domingo 1, 2 y compuesta.	
D – Mapa geológico de la faja Occidental	
E – Secciones estratigráficas de la faja Occidental – Lámina 1: Quebrada Honda 1, 2, 3 y compuesta; Cerro Blanco 1, 2, 3, 4 y compuesta.	
F – Secciones estratigráficas de la faja Occidental – Lámina 2: Arroyo Curtiembre 1, 2, 3, 4, 5 y compuesta.	

CAPITULO 1 – GENERALIDADES

1.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS DEL TRABAJO

Este trabajo abarca el estudio sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de bajo grado metamórfico conocidas como Formación San Luis (Proterozoico tardío – Paleozoico temprano), las cuales afloran en dos fajas extendidas en dirección noreste, en el centro-sur de la sierra de San Luis, en la provincia homónima.

El objetivo general de esta investigación es generar un modelo genético y evolutivo para la Formación San Luis. Con este fin, se propone cumplir los siguientes objetivos específicos: cartografiar y describir su protolito mediante la aplicación del análisis de facies sedimentarias; determinar los sistemas de depósito existentes; elaborar un modelo conceptual de relleno sedimentario en función de sus factores de control; ajustar el intervalo temporal de la depositación y caracterizar su estructura regional.

El trabajo consistió en la realización e interpretación de seis secciones estratigráficas compuestas, a partir de ocho transectas. Para este trabajo se relevaron veintiún secciones locales; donde se describieron las facies sedimentarias según el criterio propuesto por Bosellini *et al.* (1989), las cuales fueron asociadas en secuencias de facies que permitieron determinar las unidades genéticas de orden mayor. Se siguió el esquema tradicional detallado en Vera Torres (1994); con un análisis estructural previo, para determinar el modelo de deformación de la unidad. Finalmente se construyó la columna estratigráfica de la cuenca y se propusieron modelos paleoambientales y evolutivos para la misma.

Esta investigación se inició en abril de 2010 y se realizó mediante Becas Internas Tipo I y II de CONICET. Los gastos fueron cubiertos por el Proyecto de Investigación de la Secretaría de Ciencia y Técnica FCFMyN – UNSL “Geología del Lapso Precámbrico Superior – Mioceno de Provincia de San Luis y su correlación con Regiones Circunvecinas” (PROICO – CUATRIENAL 3-2-0114), dirigido por el Dr. Ortiz Suárez. Para su ejecución se hizo uso de la infraestructura del Departamento de Ciencias Geológicas de la UNSL.

1.2. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La faja Oriental de la Formación San Luis se encuentra comprendida entre las coordenadas: 33°09'34"S – 66°00'49'O, 33°10'19"S – 65°59'05"O, 32°41'17"S – 65°48'32"O y 32°41'35"S – 65°48'09"O. Su extremo sur se ubica a 60 km al noreste de la ciudad de San Luis, en cercanías de La Florida, desde donde se extiende 50 km hacia el noreste, hasta las cercanías del paraje La Totorá (Fig. 1.1). Se accede a la misma desde la ciudad capital por la ruta provincial N°20, luego por la ruta provincial N°9 y la ruta provincial N°39, para finalmente ingresar a las zonas de trabajo por caminos internos y huellas en inmediaciones de La Florida, Pampa del Tamboreo y Santo Domingo (Fig. 1.1).

La faja Occidental de la Formación San Luis se encuentra comprendida entre las coordenadas: 32°57'57"S – 66°13'44"O, 32°59'38"S – 66°08'09"O, 32°42'42"S –

66°03'24"O y 32°42'42"S – 66°03'18"O. Su extremo sur ocupa el Valle de Pancanta, 70 km al noreste de la ciudad de San Luis, desde donde se extiende 40 km hacia el noreste hasta las inmediaciones del paraje El Arenal. Se accede desde la ciudad capital por la ruta provincial N°20 y luego por la ruta provincial N°9, para ingresar finalmente a las zonas de trabajo por caminos internos y huella en inmediaciones de Pancanta, Cerro Blanco y La Carolina (Fig. 1.1).

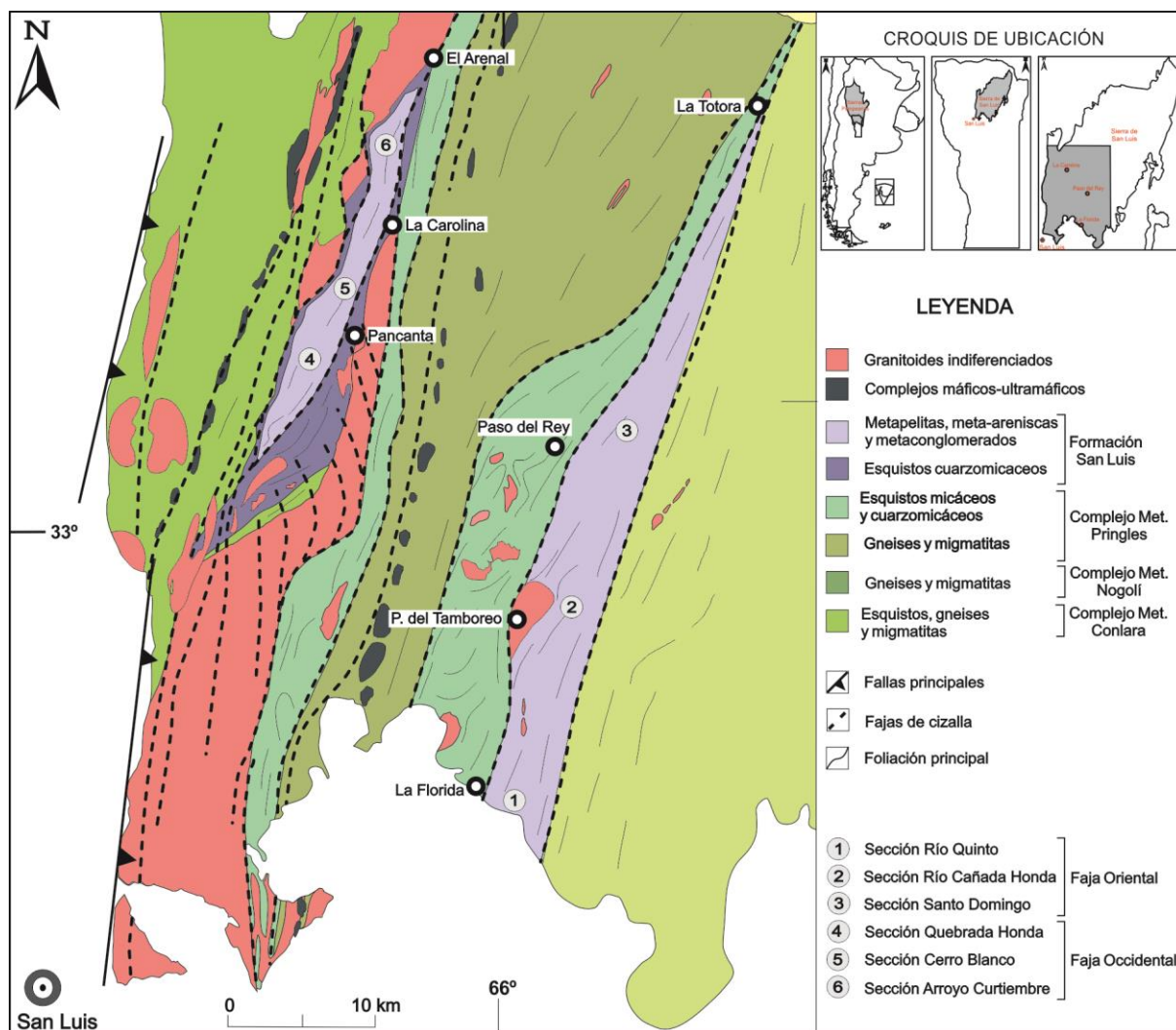


Figura 1.1: Mapa de ubicación y geológico del basamento del sur de la sierra de San Luis. Modificado de Ortiz Suárez (2006).

1.3. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL E HIDROGRAFÍA

El área de estudio se encuentra completamente en la sierra de San Luis, una de las unidades geomorfológicas principales de la provincia. Esta sierra tiene una extensión de 160 km por 75 km, con su eje mayor en dirección noreste, dándole su forma ovalada y asimétrica, con el flanco occidental abrupto y el oriental tendido (González Díaz, 1981).

En el esquema de González Díaz (1981) la sierra de San Luis consta de tres ambientes geomorfológicos. El primero corresponde a una estructura en bloques basculados con desplazamiento vertical diferencial, generada durante el Cenozoico. El segundo

comprende los vestigios de una antigua peneplanicie ocasionada por acción fluvial prolongada durante el Paleógeno; previa a la estructura en bloques que rompe dicha peneplanicie, dejando actualmente escasos sectores llamativamente llanos. El tercero corresponde a las ruinas de aparatos volcánicos terciarios que sobresalen en la región media de la sierra. Así, el paisaje de la sierra de San Luis se interpreta como policíclico, con influencia de la erosión fluvial en ciclos interrumpidos por eventos de “rejuvenecimiento”, principalmente causados por ascensos tectónicos sumados al volcanismo neógeno. Se supone que los distintos bloques eran originalmente uno solo o conformaban una cordillera de mayores medidas; la cual habría sido arrasada hasta sus bases por procesos predominantemente fluviales. Durante el Neógeno, la tectónica compresiva regional causó la elevación de bloques menores y su basculamiento al este, generando resaltos desde oeste a este, controlados por fallas y fracturas de sentido norte – sur.

Las mayores altitudes de la sierra de San Luis se encuentran sobre su escarpado flanco oeste, en un delgado filo norte – sur que oscila entre los 2.200 y 2.000 msnm. Corresponden a los cerros Valle de Piedra, Retama y Agua Hedionda en el sur y las cumbres de Pampa de las Invernadas en el norte. En los cerros del sur dominan los afloramientos del Granito La Escalerilla con erosión catafilar, en medio de depósitos loessoides; generando un paisaje de pequeñas pampas salpicadas de rocas graníticas abochonadas (Costa *et al.*, 2001). Por su parte, las fajas de bajo grado metamórfico objeto de este estudio, se encuentran a altitudes entre 1.900 y 1.600 msnm (faja Occidental) y entre 1.200 y 900 msnm (faja Oriental).

La abrupta escarpa occidental, con desniveles mayores a 1.000 m en sólo 5 km, se debería a una falla de más de 200 m de rechazo, ubicada al pie de la escarpa y cubierta actualmente por diversos conos aluviales pliocenos a modernos. Según Costa *et al.* (2001), sus detalles morfométricos no son homogéneos, con un bloque mayor asociado a la escarpa del fallamiento principal y bloques de menor elevación y superficie. Fallas similares a la occidental, aunque de menor rechazo, marcarían el límite norte.

La pendiente oriental presenta un significativo escalonamiento a partir de las mayores alturas. González Díaz (1981) establece el segundo resalto norte – sur, de 1.600 a 1.500 msnm, entre El Volcán y La Carolina; el siguiente escalón, entre 1.100 y 1.000 msnm, lo sitúa coincidente con la ruta provincial N° 9 y el último escalón, de 800 msnm, se ubicaría al este de la ruta provincial N° 41 terminando bajo la cubierta cuaternaria de la Depresión Oriental. Al sur de los 33°S, las pendientes orientales son menores que en el frente occidental pero considerablemente mayores que hacia el norte, donde se encuentran el Valle de Pancanta y la Pampa de las Invernadas a 1.600 y 1.900 msnm, respectivamente.

En las regiones de mayor altitud se reconocen amplios sectores erosionados hasta conformar auténticas peneplanicies, tales como las pampas de las Invernadas y de Gasparillo, al oeste de La Carolina (Pastore y González, 1954). Estas peneplanicies han

sufrido el escalonamiento en bloques previamente descripto, lo cual indicaría que su conformación fue preterciaria, en un ciclo geomorfológico anterior al que diera origen al fallamiento y escalonamiento en bloques (González Díaz, 1981). Según Costa *et al.* (2001) este rasgo geomorfológico disminuye su expresión gradualmente hacia el sur. Sobre estas altiplanicies se han desarrollado los domos volcánicos de edad neógena que cubren parcialmente ambas fajas de la Formación San Luis. En la faja Occidental se reconocen los Tres Cerritos, al norte de Pampa de las Invernadas, mientras que buena parte del extremo norte de la faja Oriental yace bajo los Cerros Largos.

La red de drenaje es de carácter temporario, si bien los cursos principales son permanentes; y su área de aporte principal se encuentra en las altas cumbres de la sierra de San Luis, de régimen pluvio–estival con caudal anual irregular. Todos los cursos fluviales se insumen rápidamente en el área pedemontana, con excepción de los ríos Quinto y Conlara. Son cursos serranos, de diseño dendrítico a rectangular-angular, con una fuerte pendiente y encajonamientos controlados por litología y/o estructura (González Díaz, 1981; Costa *et al.*, 2001). Esta última condiciona el desarrollo de los valles, cuyos cortes transversales son asimétricos; así como el predominio de cursos en contactos litológicos principales (ríos Quinto, Luluara, de la Quebrada, etc.). Asimismo, se observa un pobre desarrollo de la planicie aluvial, dado que no se ha alcanzado el grado de equilibrio. Los cursos que drenan hacia el sur y norte de la sierra presentan un fuerte encajonamiento justo antes de alcanzar la llanura circundante; lo cual se interpreta como un rejuvenecimiento del paisaje por interrupciones del ciclo fluvial debidas al ascenso tectónico y posibles cambios del nivel de base. Por su parte, los cursos que se orientan hacia el este presentan una mayor profundización en sus nacientes, vinculada a la progresiva reducción del relieve relativo a medida que alcanzan el pedemonte. En el pedemonte oriental y las peneplanicies con potentes depósitos loessoides, la erosión fluvial retrocedente acelerada por acción antrópica, genera grandes cárcavas que afectan las pequeñas áreas de agricultura de la sierra (González Díaz, 1981).

La mitad sur de la faja Oriental comprende la Cuenca del Río Quinto. Los cursos más occidentales son los ríos Grande y Trapiche, que se unen desde el noroeste en el embalse La Florida. Al este discurre el Riocito, desde Paso del Rey hasta unirse con los excedentes del embalse para formar el afluente principal del río Quinto de dirección sureste. Otro río principal es el Cañada Honda, que nace al sureste de La Carolina y fluye hacia el sureste hasta unirse al río Quinto a 10 Km del embalse La Florida. Hacia el noreste se encuentran los ríos de la Carpa y Guzmán, que discurren con sentido sur-sureste convergiendo entre sí para luego unirse al río Cañada Honda. El extremo norte corresponde a la cuenca del río Conlara, siendo el curso principal el río Luluara, que fluye hacia el este.

La faja Occidental se emplaza sobre la divisoria de aguas de las cuencas del río Quinto y del río Nogolí. Los cursos orientales convergen en el río Grande y junto al río

Trapiche alcanzan el embalse de La Florida. En la vertiente occidental el arroyo El Peñón escurre al sudoeste hasta el río Nogolí y alimenta la cuenca homónima. El extremo sur de Pampa de las Invernadas conforma otra divisoria de aguas, ya que al norte de la misma se encuentra la Cuenca de la Llanura Norte. Su curso más occidental es el río Claro, que nace al sur de Pampa de las Invernadas, capta al río Turbio y continúa al norte hasta San Francisco. Allí forma el río homónimo, por la confluencia con el río Curtiembre que fluye desde los cerros Canutal y Porongo al noroeste; siendo su principal afluente el río Hondo, que nace al norte de Pampa de las Invernadas (Ortiz Suárez, 1999).

1.4. CLIMA

El área pertenece a la unidad climática Templado–Subhúmedo–Serrano; influenciada por una marcada continentalidad, debido a su posición geográfica, alejada de los centros generadores de masas de aire, y a su relieve suave que asciende de este a oeste y condensa la humedad de las masas de aire del noreste. Las temperaturas medias varían entre 18°C en enero y 7°C en julio. Las precipitaciones son inferiores a los 500 mm anuales, salvo en reducidos sectores serranos donde supera los 700 mm anuales; siendo casi totalmente estivales (octubre a marzo). En invierno pueden ocurrir nevadas a cualquier altitud, principalmente sobre los 1.000 msnm (Capitanelli y Zamorano, 1972).

CAPÍTULO 2 – METODOLOGÍA DE TRABAJO

Este trabajo fue desarrollado en cuatro etapas: tareas previas de gabinete, tareas de campo, tareas de laboratorio y tareas finales de gabinete.

Para llevar a cabo el análisis estratigráfico se ha partido de la hipótesis planteada por Prozzi (1990), quien establece como protolito de la Formación San Luis una secuencia marina de carácter turbidítico. Esta hipótesis es la más aceptada en la actualidad, ya que ha sido corroborada por Zavala *et al.* (2000), Rivarola *et al.* (2010, 2011) y Perón Orrillo *et al.* (2012). Asimismo, el análisis de la geología regional e histórica se basa en la hipótesis de Rivarola y Ortiz Suárez (2008), quienes relacionan un segmento de la sección estratigráfica (metaconglomerados Cañada Honda y Arroyo Curtiembre) a depósitos de génesis glacimarina, dato que constituiría un valioso punto de control cronoestratigráfico y de correlación.

2.1. TAREAS INICIALES DE GABINETE

El primer paso consistió en la recopilación bibliográfica, cartográfica y aerofotográfica; para disponer de todo el material previamente elaborado, sobre diversos aspectos geológicos y topográficos del área de estudio. Con las imágenes satelitales de Google Earth y el programa Stitchmap, se elaboró un conjunto de mosaicos georeferenciados que se usaron para cartografiar el área de estudio. Usando como guía los mapas geológicos previos del área, se confeccionó un mapa geológico de base sobre el cual se definieron las zonas prioritarias de estudio.

Otra de las actividades iniciales fue la recopilación bibliográfica. Para esto se contó con la base de datos previa de los trabajos finales de licenciatura que se realizaron en la Formación San Luis (Perón Orrillo, 2009; Perocco, 2009; Icazzati, 2009; Fuentes, 2011; Grasso Ríos, 2011; Olsen Gubernievicz, 2011). Asimismo, se contó con la colaboración de los Drs. Luis Spalletti y Ernesto Schwarz del CIG – Conicet de La Plata, quienes pusieron a disposición su extensa biblioteca. La bibliografía fue estudiada y analizada detalladamente con el fin de conocer mejor la geología regional del área de trabajo, así como mejorar la comprensión de los sistemas turbidíticos, hiperpícnicos y glacimarininos para aplicar tales conocimientos al análisis de las unidades metasedimentarias que son objetos de estudio de este trabajo.

2.2. TAREAS DE CAMPO

El primer objetivo fue controlar el mapa base, corregir sus límites y confirmar o corregir las litologías cartografiadas en gabinete, así como definir y delimitar nuevas unidades.

Por otra parte, se procedió a su relevamiento estructural. Con este fin, se relevaron seis perfiles estructurales en cada faja. El análisis individualizado permitió profundizar en el entendimiento de las relaciones estructurales entre las superficies sedimentarias (S_0) y deformacionales (S_1), así como en el orden estratigráfico de cada sección. Mediante su

correlación se obtuvo una idea más detallada de las formas, tanto de los litosomas individuales como de cada faja metamórfica. Específicamente, se midieron en campo el rumbo y buzamiento, tanto de las superficies de contacto sedimentarias (S_0) como los clivajes de plano axial (S_1) producto de la deformación más penetrativa (D_{1F}). Eventualmente se reconocieron clivajes de crenulación (S_2) desarrollados sobre S_1 . La relación de corte entre las superficies S_0 y S_1 permitió reconocer la ubicación de los flancos (normales o inversos) y charnelas, definiendo de esta manera la geometría de los pliegues mayores. La presencia de estructuras menores como micropliegues y morfologías S, Z o M colaboró a la interpretación de la estructura. Se siguió la metodología propuesta por Wilson (1978), Hobbs *et al.* (1981) y McClay (1992). A partir de estos datos se reconstruyó gráficamente el plegamiento y se lo caracterizó según los parámetros de Ramsay y Huber (1987).

El tercer análisis consistió en el relevamiento sedimentológico y estratigráfico, mediante la aplicación del análisis de facies y sus variaciones tanto laterales como verticales. Se utilizaron los modelos de facies y sistemas depositacionales de secuencias marinas desarrollados por Lowe (1982), Stow (1985), Mutti (1992), Stow y Mayall (2000) y Bennet y Glasser (2009). Se relevaron dieciocho secciones estratigráficas en diferentes escalas, donde se determinaron las litofacies y se identificaron sus tipos de contactos.

Para definir las facies de conglomerados se tomaron fotografías de detalle con las cuales se realizaron esquemas de cada facies, que permiten remarcar sus rasgos principales, especialmente a nivel de su fábrica. Para la asignación de la granulometría de la fracción mayor a 2 mm se utilizó la nomenclatura propuesta por Teruggi (1982); en tanto que su composición litológica fue caracterizada *in situ* y en laboratorio, mediante observación macroscópica. La composición textural y mineralógica de la fracción menor a 2 mm, tanto en la matriz de los conglomerados como en las areniscas y pelitas, se identificó a partir de estudios microscópicos.

Finalmente se procedió al muestreo fotográfico y litológico de cada litofacies. También se muestrearon las litologías de grano fino en búsqueda de trazas y/o restos fósiles. Todo este material fue catalogado para su posterior análisis en laboratorio.

2.3. TAREAS DE LABORATORIO

Consistió en la preparación y análisis de las muestras litológicas extraídas durante las tareas de campo. Estas labores se realizaron en los laboratorios de cortes delgados y de microscopía propios del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis. Las muestras macroscópicas y sus respectivos cortes delgados se encuentran actualmente archivadas en la cátedra de Sedimentología y Estratigrafía de dicho Departamento.

Se seleccionaron las muestras más representativas de las litofacies determinadas en el campo y se enviaron al laboratorio de cortes delgados, donde se confeccionaron 80 cortes delgados en total, que fueron analizados en microscopio de luz transmitida para realizar su descripción petrográfica, haciendo hincapié en sus rasgos sedimentarios. Se realizaron

cortes pulidos en muestras de conglomerados, que fueron observados en lupa binocular, a fin de efectuar una descripción macroscópica de su esqueleto y un conteo modal.

Todas las muestras fueron descriptas según la metodología propuesta por Marchese *et al.* (1970). Se utilizó la nomenclatura textural propuesta por Teruggi (1982) y las abreviaturas de nombres minerales propuestas por Whitney y Evans (2010). Las areniscas fueron clasificadas según el diagrama de Pettijohn *et al.* (1987) y los conglomerados fueron clasificados según el diagrama de Pettijohn (1957).

Originalmente se propuso el estudio de indicadores cronoestratigráficos basados en la presencia de microfósiles y trazas fósiles, a semejanza de los presentes en la Fm. Puncoviscana con la cual se la ha comparado (Prozzi y Rosso, 1990; Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; von Gosen, 1998; von Gosen y Prozzi, 1998; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005; Prozzi y Zimmermann, 2005). Sin embargo, no se han reportado hallazgos de organismos ni trazas fósiles, por lo cual se dejó este estudio en segundo plano, si bien no se lo ha descartado totalmente.

2.4. TRABAJO FINAL DE GABINETE

Se integró toda la información sobre las litofacies y sus relaciones de contacto. Las litofacies fueron agrupadas según criterios genéticos en asociaciones de facies, que permitieron delimitar elementos depositacionales para cada sección o tramo de sección relevada. Se analizó la interacción de estos elementos para formular los modelos de ambientes sedimentarios donde tuvo lugar la depositación del protolito de las metasedimentitas estudiadas.

Luego, se realizó una sección estratigráfica compuesta en cada transecta y se la correlacionó con las secciones vecinas, sobre la base del relevamiento estructural y estratigráfico. Esto permitió inferir la evolución de los sistemas depositacionales y ordenarlos temporalmente en una columna estratigráfica completa para cada faja de la Formación San Luis. Además, se elaboró un mapa geológico en escala 1:20.000 para cada faja de la Formación San Luis, integrando en su litología los ambientes sedimentarios y las subunidades de distinto grado metamórfico.

Los mapas se confeccionaron en ArcGIS 10.1, las secciones estratigráficas fueron digitalizadas en SedLog 3.1 y el resto de las gráficas se realizaron con Corel Draw X7.

Con los datos obtenidos y su interpretación se elaboró el presente trabajo.

CAPITULO 3 – ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Los primeros estudios geológicos en la sierra de San Luis corresponden a Avé Lallemant (1875), Gerth (1914) y Pastore (1929, 1935), entre otros. Estos autores realizaron investigaciones generalizadas, con relevamiento de las unidades litológicas y la producción minera de la región.

Luego, la Dirección de Minería de la Nación encargó la confección de las hojas geológicas regionales a Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Pastore y González (1954), González (1957) y Guiñazú (1961). Al mismo tiempo se realizaron investigaciones sobre la petrología de sectores de la sierra de poca extensión areal, destacándose los trabajos de González Bonorino (1961) y Cucchi (1964).

En las últimas cuatro décadas se han realizado un gran número de investigaciones especializadas en la evolución estructural, el metamorfismo y el magmatismo del basamento de la sierra, entre las que se destacan las de Kilmurray y Dalla Salda (1979), Gordillo y Lencinas (1979), Kilmurray y Villar (1981), Criado Roqué *et al.* (1981), López de Luchi (1986), Ramos (1991), Ortiz Suárez *et al.* (1992), Sims *et al.* (1997, 1998), Llambías *et al.* (1998), Brodtkorb y Ortiz Suárez (1999), González *et al.* (2002), Sato *et al.* (2003), López de Luchi *et al.* (2003, 2004), Steenken *et al.* (2004, 2006, 2008), Prozzi y Zimmermann (2005), Ortiz Suárez *et al.* (2009) y Drobe *et al.* (2009, 2011).

3.1. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS ESPECÍFICOS

Se han realizado trabajos específicos en la zona de estudio y sus adyacencias; los cuales han abarcado temáticas tan diversas como petrografía, geoquímica, geología estructural, sedimentología y estratigrafía.

Las primeras descripciones de las metamorfitas de bajo grado de la sierra de San Luis se encuentran en las hojas geológicas de Pastore (1935), Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Pastore y González (1954) y Guiñazú (1961). Luego, Prozzi y Ramos (1988) y Prozzi (1990), hicieron una breve descripción de la litología y estructura de estas rocas, a las que denominaron como Formación San Luis. En un sentido más regional, Ortiz Suárez *et al.* (1992) incluyeron a las metamorfitas de bajo grado en su descripción de la geología del sur de la sierra, mientras que Prozzi y Ortiz Suárez (1994) las describieron e interpretaron en conjunto con las demás metamorfitas de bajo grado de las Sierras Pampeanas.

Brodtkorb *et al.* (1984, 2009), Hack *et al.* (1991), Fernández *et al.* (1991), von Gosen y Prozzi (1996) y Casquet *et al.* (2014) describieron las capas ígneas félsicas metamorfizadas intercaladas en la Formación San Luis. Las mismas fueron datadas tanto por Söllner *et al.* (2000) como por Casquet *et al.* (2014).

von Gosen y Prozzi (1996, 1998) y von Gosen (1998) analizaron la deformación estructural de la Formación San Luis y su relación, tanto con los Micaesquistos del Complejo Metamórfico Pringles como con las capas de rocas ígneas félsicas metamorfizadas.

Ramos *et al.* (1996) se centraron en los metaconglomerados de la Formación San Luis, analizando su composición mineralógica y la deformación de sus clastos, para luego compararlos con los demás metaconglomerados de las Sierras Pampeanas. Prozzi y Rosso (1990) realizaron un trabajo similar con las pizarras de Santo Domingo.

López de Luchi *et al.* (2003) y Prozzi y Zimmermann (2005) caracterizaron la geoquímica y proveniencia de los protolitos sedimentarios de las unidades metamórficas de la sierra de San Luis, incluyendo a la Formación San Luis, sobre la base de sus elementos mayoritarios y trazas. También Drobe *et al.* (2009, 2011) incluyeron a la Formación San Luis en su estudio sobre la procedencia de las unidades metasedimentarias de Sierras Pampeanas y de la Formación Puncoviscana, mediante geoquímica isotópica y dataciones en circones detríticos por el método U-Pb SHRIMP.

La primera caracterización estratigráfica y paleoambiental de la Formación San Luis se debe a Prozzi y Ortiz Suárez (1994). Luego, Zavala *et al.* (2000) identificaron las pizarras de Santo Domingo como depósitos contorníticos y las litologías arenosas gruesas y conglomerádicas como facies de turbiditas, aplicando el modelo turbidítico de Mutti (1992). Por su parte, Rivarola y Ortiz Suárez (2008) asignaron el metaconglomerado Arroyo Curtiembre y la sección basal del Metaconglomerado Cañada Honda a depósitos de ambiente glacialmarino, los cuales atribuyeron a una posible glaciación global de tipo “*snowball earth*”, en función de las escasas edades disponibles.

Desde el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis se han realizado una serie de trabajos finales de licenciatura que han aportado en gran medida al conocimiento de la Formación San Luis. La petrología y geología estructural ha sido estudiada en distintos sectores de cada faja por Borda (1989), Celi (1991), Juri Ayub (1991), Di Pasquale (1992), Carugno Durán (1993), Sallés (2013) y Enríquez (2013). Los estudios sedimentológicos y estratigráficos de la faja Oriental corresponden a Perón Orrillo (2009), Icazatti (2009) y Perocco (2009), en tanto que los de la faja Occidental fueron realizados por Fuentes (2011), Olsen Gubernievicz (2011) y Grasso Ríos (2011). Los resultados alcanzados en estas tesis respecto a la sedimentología y estratigrafía de la Formación San Luis han sido recopilados por Rivarola *et al.* (2010, 2011) y Perón Orrillo *et al.* (2012), constituyendo el punto de partida de la presente investigación.

CAPITULO 4 – MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La sierra de San Luis forma parte de las Sierras Pampeanas Orientales, una unidad morfotectónica polideformada afectada por los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, Achaliano y Andino. Su basamento está conformado por rocas metamórficas y magmáticas de edad Precámbrico superior a Paleozoico inferior (Sato *et al.*, 2003); cuyo control estratigráfico superior está dado por la sedimentación de la Formación Bajo de Véliz ocurrida durante el Carbonífero superior – Pérmico inferior, en discordancia angular sobre las metamorfitas (Azcuy *et al.*, 1987). Su actual estructuración en bloques basculados hacia el oeste es consecuencia de la tectónica Andina (González Bonorino, 1950; Costa *et al.*, 2001; Sato *et al.*, 2003).

Todas las abreviaturas de nombres minerales en este capítulo corresponden a las propuestas por Whitney y Evans (2010).

4.1. GEOLOGÍA DE LAS FAJAS METAMÓRFICAS

Las metamorfitas de alto grado han sido agrupadas en Complejos (Sims *et al.*, 1997; Costa *et al.*, 1999; 2001), mientras que las de grado metamórfico más bajo han sido agrupadas en unidades con diversas nomenclaturas (Fig. 4.1). Sus contactos son principalmente tectónicos, mediante zonas de cizalla dúctil de dirección N a NNE y variado espesor (Sato *et al.*, 2003).

Todas las fajas metamórficas comparten una estructuración penetrativa subvertical de dirección NNE, cuyos controles temporales indican que se originaron por la deformación principal famatiniana, a la que se asoció un metamorfismo de grado variado. Para las fajas de menor grado, dicha estructura corresponde al único evento deformacional registrado; sin embargo, para las fajas de mayor grado corresponde al segundo evento deformacional, ya que preservan remanentes de una foliación anterior, de dirección NO y con paragénesis metamórficas previas asociadas. Estas estructuras y metamorfismos relícticos fueron descriptos como prefamatinianos (von Gosen y Prozzi, 1998) y atribuidos al ciclo Pampeano (Kilmurray y Dalla Salda, 1979). En su descripción se diferenciará la deformación famatiniana de la prefamatiniana con los subíndices F y pF respectivamente.

4.1.1. COMPLEJO METAMÓRFICO NOGOLÍ

Fue definido por Sims *et al.* (1997). Comprende el sector occidental de la sierra y se halla yuxtapuesto a la faja Occidental de Formación San Luis y al Complejo Metamórfico Pringles, mediante la zona de cizalla dúctil regional El Realito – Río de la Quebrada.

Este complejo metamórfico se compone de esquistos micáceos, metacuarcitas, paragneises y migmatitas; con menor presencia de ortoanfibolitas, metakomatiitas a metabasaltos toleííticos, mármoles, rocas calcosilicáticas y estratos de hierro bandeado (Ortiz Suárez, 1999; González, 2000; González *et al.*, 2002).

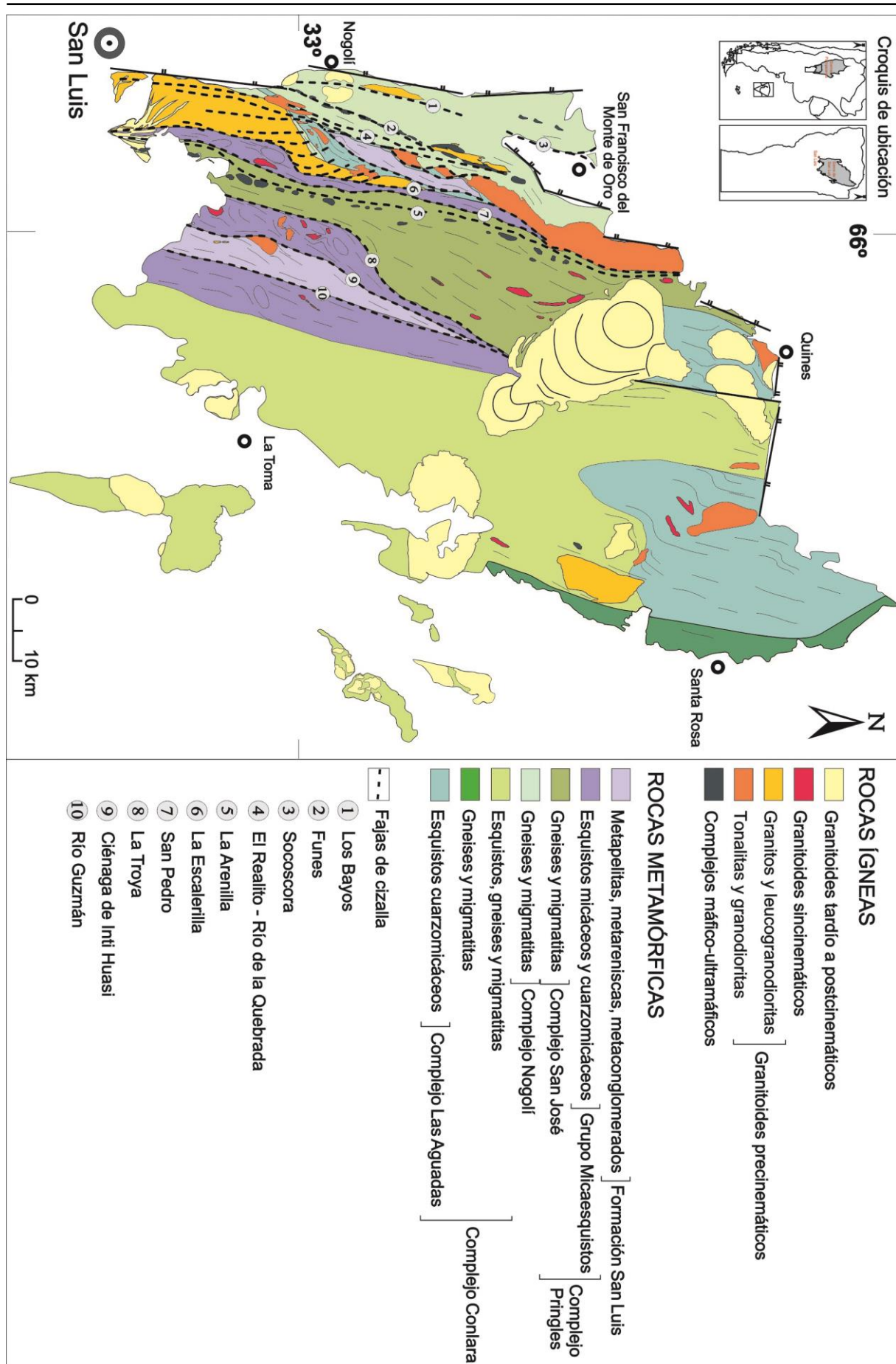


Figura 4.1: Mapa geológico del basamento de la sierra de San Luis. Modificado de Ortiz Suárez (1998, 2006); von Gosen *et al.* (2002); Sato *et al.* (2003).

De acuerdo a González *et al.* (2002) el Complejo Metamórfico Nogolí se compone de dos conjuntos estructurales: foliaciones relícticas prefamatinianas de rumbo NO (S_{0pF} a S_{3pF}) y foliaciones penetrativas famatinianas de rumbo NNE (S_{4F}) con desarrollo paralelo de foliaciones miloníticas asociadas a movimientos inversos. La S_{0pF} se conserva como bandeamiento psamo-pelítico en esquistos y paragneises; afectado por plegamientos de estilo isoclinal (F_{1pF} con S_{2pF}), apretado (F_{2pF} con S_{2pF}) y abierto (F_{3pF} con foliación milonítica paralela a S_{2pF}). Estas metamorfitas se encuentran plegadas y reorientadas según S_{4F} , lo cual evidencia un cambio en la orientación del campo de esfuerzos, con el desarrollo paralelo de foliaciones miloníticas asociadas a movimientos mayormente inversos; los que además alcanzan una nueva paragénesis de facies anfibolita a granulita (González *et al.*, 2002). Las fajas de cizalla dúctil son conspicuas y su relación con los granitoides tardío a postorogénicos indica varias reactivaciones (Brogioni *et al.*, 1994; von Gosen y Prozzi, 1996; von Gosen, 1998; González y Llambías, 1998; González y Sato, 2000). Se han obtenido diversos rangos termobarométricos para el metamorfismo regional famatiniano: 650–750°C y 6–7 Kb (Carugno Durán 1998); 636–760±40°C y 5 Kb (anfibolita biotítica); 637–667±40°C y 7,2–8,1±0,4 Kb (anfibolita con granate-clinopiroxeno); 518–612°C y 5,2–7,9 Kb (paragneis sillimanítico granatífero) (González, datos inéditos en Sato *et al.*, 2003).

El Complejo Metamórfico Nogolí presenta una historia geológica confusa y no existe consenso sobre su edad de depositación. Se ha propuesto una evolución prefamatiniana (Llambías *et al.*, 1996; González y Llambías, 1998; von Gosen y Prozzi, 1998; González *et al.*, 2004); sin embargo, las evidencias geocronológicas son escasas. La presencia de formaciones de hierro bandeado y olivinos con estructura *spinifex* inferidos en las komatiitas indicaría una edad de depositación mesoproterozoica (Sato *et al.*, 2001; González *et al.*, 2002). La isócrona Sm–Nd de 1,5 Ga en las metavolcanitas máficas y ultramáficas puede ser interpretada como su edad de cristalización o como su edad de diferenciación respecto al manto (Sato *et al.*, 2001). Vujovich y Ostera (2003) indican una discordia en U–Pb convencional en circones a los 554±5 Ma para un ortogneis Bt–Kfs derivado de una corteza deformada. La datación SHRIMP de circones cristalizados en las komatiitas indica una edad mínima de cristalización de 516 Ma y una edad máxima de 1,2 Ga (Sato *et al.*, 2006). Por otra parte, la datación U–Pb SHRIMP en circones detríticos permitió definir una edad máxima de sedimentación de 530 Ma (Drobe *et al.*, 2009).

La variabilidad de litologías y edades podría deberse a que este complejo estaría conformado por escamas de materiales ígneos y sedimentarios de diferentes periodos. Las mismas habrían sido ensambladas en su configuración actual durante la deformación famatiniana, al encontrarse este complejo en el frente de colisión del orógeno. Asimismo, Ortiz Suárez (1999) y Carugno Durán y Ortiz Suárez (2000) explican la abundancia de rocas máficas y sus características, postulando que parte del Complejo Metamórfico Nogolí correspondería a un arco de islas de edad precámbrica.

El metamorfismo ordovícico se evidencia por datación U–Pb convencional, con edades de 458 ± 3 Ma; datación química en monacitas de gneis Sil–Grt, de 470 ± 15 Ma; isócrona Sm–Nd en roca total y mineral, de 445 ± 21 Ma y edades Ar–Ar plateau en anfibolitas, entre 476 y 457 Ma (González *et al.*, 2002). Asimismo, Steenken *et al.* (2006) mediante datación U–Pb SHRIMP en monacita, obtuvieron edades de 484 ± 4 Ma y 473 ± 4 Ma, a las cuales interpretaron como edades de metamorfismo; sin embargo, no hallaron edades más antiguas que les permitieran inferir el tiempo de sedimentación de este complejo.

4.1.2. COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA

Fue definido por Sims *et al.* (1997) y aflora en el este de la sierra. Incluye al Complejo Metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez, 1988) y a las Metamorfitas Las Higueras (Grosso Cepparo *et al.*, 2007), ambos en el sector nor-noreste de la sierra.

Este complejo metamórfico se compone de esquistos con Bt + Ms + Grt + Sil (\pm Tur \pm Chl) y gneises biotíticos (\pm Grt \pm Sil) de origen psamo-pelítico; y en menor medida anfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas (Sato *et al.*, 2003). Muestra diferenciación metamórfica y se asocia a inyecciones graníticas a pegmatíticas que originan migmatitas (Llambías y Malvicini, 1982; Brodtkorb y Pezzutti, 1991).

En este complejo se incluye al Complejo Las Aguadas, conformado por esquistos Qtz–Bt con/sin porfiroblastos de andalucita y cuarcitas feldespáticas y esquistos anfibólicos con texturas relícticas porfíricas (Ortiz Suárez, 1996). También se incluye a las Metamorfitas Las Higueras, compuestas de esquistos, metagrauvacas, cuarcitas hornbléndicas, anfibolitas, metavolcanitas ácidas y turmalinitas (Grosso Cepparo *et al.*, 2007).

Sims *et al.* (1997) identificaron al menos dos eventos deformacionales en el Complejo Metamórfico Conlara. El primero (D_1) se relaciona al plegamiento F_1 simétrico a asimétrico con eje de rumbo ONO y esquistosidad S_1 no penetrativa de inclinación variable al NE y SO (Kilmurray y Dalla Salda, 1979; Kilmurray, 1981, 1982) comparable con S_{0pF} a S_{3pF} del Complejo Metamórfico Nogolí. La deformación penetrativa D_{2F} ha replegado a F_1 en un estilo apretado con ejes N a NNE y S_1 fue crenulado por la foliación S_{2F} que inclina con alto ángulo al E y O (Kilmurray y Dalla Salda, 1979; Kilmurray, 1981, 1982; Ortiz Suárez, 1988). El metamorfismo asociado a D_1 alcanzó la facies anfibolita, mientras que D_{2F} se asoció a una retrogradación a facies esquistos verdes (Kilmurray, 1981, 1982; Sims *et al.*, 1997). Por otra parte, las condiciones metamórficas del Complejo Metamórfico Las Aguadas y de las Metamorfitas Las Higueras corresponden a facies anfibolitas de baja presión (Ortiz Suárez, 1988; Ortiz Suárez *et al.*, 2009).

Steenken *et al.* (2006) realizaron una datación U–Pb SHRIMP en circones detríticos, que establece una edad máxima de depositación en 587 ± 7 Ma. Rapela *et al.* (2015) reportan edades dudosas, de 550 Ma y 490 Ma, obtenidas mediante una datación U–Pb SHRIMP en circones detríticos. El protolito de este complejo sería correlacionable, tanto en edad como en características geoquímicas, con el de la Formación Puncoviscana del Noroeste

Argentino y representaría sus porciones corticales más profundas (Steenken *et al.*, 2004; 2006; Prozzi y Zimmermann, 2005; Drobe *et al.*, 2009).

La edad del metamorfismo se ha determinado mediante dataciones K-Ar, las cuales arrojan edades de 455–410 Ma (Llambías y Malvicini, 1982) y 430–397 Ma (López de Luchi *et al.*, 2002). Otra edad de 482–470 Ma obtenida en monacita, también ha sido interpretada como edad del metamorfismo (Withmayer y Simpson, 2004). Por su parte, Siegesmund *et al.* (2010) realizaron una datación en monacita incluida en un granate y obtuvieron una edad de metamorfismo de 564 ± 27 Ma, la cual resulta anómala a la evolución tectono-metamórfica de la sierra de San Luis y ha sido interpretada por los autores como un pico metamórfico de inicios del ciclo Pampeano.

La geología y petrografía del protolito sedimentario y las metavolcanitas de las Metamorfitas Las Higueras muestran analogías con los de la Formación San Luis, sin embargo alcanzaron un mayor grado metamórfico y las fases deformacionales presentes no son del todo equivalentes. La correlación entre ambas sería más clara si se considera al Grupo Micaesquistos como equivalente de Formación San Luis (Ortiz Suárez *et al.*, 2009).

4.1.3. COMPLEJO METAMÓRFICO PRINGLES

Fue definido por Sims *et al.* (1997), equivale parcialmente al Complejo Basamental Oriental de von Gosen y Prozzi (1998) y según Sims *et al.* (1998) incluye al Grupo Micaesquistos definido por von Gosen y Prozzi (1996). Este complejo ocupa la parte central de la sierra, bordeado por ambas fajas de la Formación San Luis a través de contactos tectónicos definidos por zonas miloníticas de importancia regional. Asimismo, una escama del Grupo Micaesquistos se encuentra en contacto con el Complejo Metamórfico Nogolí mediante la zona de cizalla dúctil El Realito – Río de la Quebrada (Sato *et al.*, 2003).

El Complejo Metamórfico Pringles está compuesto por esquistos micáceos y gneises con Sil + Grt + Bt (\pm cordierita \pm espinelo), metacuarcitas, anfibolitas y rocas calcosilicáticas; todos provenientes de protolitos psamo-pelíticos (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Llambías *et al.*, 1996; von Gosen, 1998). Además, presenta venas y diques graníticos, pegmatíticos y aplíticos, gradando a migmatitas (Sims *et al.*, 1997; von Gosen y Prozzi, 1998).

Von Gosen y Prozzi (1998) especulan que en este complejo metamórfico existirían fábricas prefamatinianas comparables con las descritas para el Complejo Metamórfico Nogolí, las cuales estarían asociadas a diferentes estadios de inyecciones magmáticas y migmatización. Los mismos autores reconocen las estructuras penetrativas famatinianas, correspondientes a una foliación subvertical (S_{2F}) de dirección NNE, asociada a pliegues apretados (F_{2F}), afectados por una migmatización importante que interfiere con el plegamiento F_{3F} . Esta estructuración es acompañada por un metamorfismo de grado medio a alto, con facies esquistos verdes medias hasta un pico térmico granulítico, asociado a la intrusión de rocas máficas a ultramáficas de la faja La Jovita – Las Águilas (Sims *et al.*, 1997; Hauzenberger *et al.*, 2001). Se han cuantificado tres estadios metamórficos,

asociados a metamorfismo regional (570–600°C y 5–5,7 Kb), de contacto (740–790°C y 5,7–6,4 Kb) y cizallamiento dúctil (590–650°C y 5–9,5 Kb) (Hauzenberger *et al.*, 2001).

A partir de datación U–Pb SHRIMP en circones detríticos, se ha determinado una edad máxima de sedimentación de 545±8 Ma (Steenken *et al.*, 2006). El protolito de la secuencia metamórfica de medio a alto grado del Complejo Metamórfico Pringles fue depositado en un ambiente extensional postpampeano (Sims *et al.*, 1998; Steenken *et al.*, 2004), mientras que el protolito de los micaesquistos de menor grado metamórfico formaría una misma sucesión clástica con la Formación San Luis, representando porciones corticales más profundas de esta última (von Gosen, 1998). También se ha propuesto que todo el Complejo Metamórfico Pringles fue depositado junto con la Formación San Luis en una cuenca de retroarco formada tras la orogenia Pampeana (López de Luchi *et al.*, 2003; Steenken *et al.*, 2006; 2008; Drobe *et al.*, 2009; 2011).

La edad del metamorfismo en facies granulitas se determinó en 498±10 Ma, mediante datación U–Pb SHRIMP en bordes de circones (Steenken *et al.*, 2006). Asimismo, mediante datación U–Pb SHRIMP en monacitas y bordes de circones de un gneis Grt–Sill se obtuvieron edades de 460–450 Ma, las cuales fueron interpretadas como el cierre del metamorfismo regional de facies granulita (Sims *et al.*, 1998). Además, en una anfíbolita se ha determinado mediante datación K–Ar en anfíbol, una edad de 466±23 Ma, la cual se interpreta como edad de enfriamiento y reapertura del sistema (Ortiz Suárez, 1999).

4.1.4. FORMACIÓN SAN LUIS

Fue definida por Prozzi y Ramos (1988) y Prozzi (1990). Aflora en el sector centro-sur de la sierra, en dos fajas denominadas Oriental y Occidental, con una extensión de 50 y 40 km respectivamente y rumbo general NNE–SSO (Ortiz Suárez *et al.*, 1992). Ambas fajas se encuentran en contacto con esquistos mediante zonas de cizallas dúctiles, en algunas de las cuales se han intruído cuerpos ígneos tales como las tonalitas Tamboreo, Las Verbenas, Bemberg, Gasparillo o el Granito La Escalerilla.

Ambas fajas de la Formación San Luis están compuestas por metapelitas (filitas y pizarras), meta-areniscas, metaconglomerados y rocas ígneas félsicas metamorfizadas (Brodtkorb *et al.*, 1984; Prozzi, 1990; Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Casquet *et al.*, 2014). Morosini (2011) incluye también la faja de esquistos y metacuarcitas que rodean la faja Occidental en su contacto con los cuerpos intrusivos ígneos. Para mayor detalle respecto a las litologías de la Formación San Luis ver el capítulo 5.

Esta formación se halla afectada por la deformación penetrativa famatiniana (D_{1F}), la cual origina un plegamiento cilíndrico apretado y levemente volcado (F_1) de los planos de estratificación (S_0), con clivaje de plano axial (S_1) de rumbo NNE y un clivaje de crenulación localizado (S_2) de rumbo NO (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; von Gosen y Prozzi, 1996; von Gosen, 1998). Las superficies S_0 y S_1 presentan buzamientos subverticales y son paralelas a subparalelas, lo cual dificulta medir con precisión la potencia

original del paquete sedimentario, estimándose un espesor mínimo de 3.500 m sin descomprimir (von Gossen y Prozzi, 1996). El metamorfismo regional asociado a esta deformación alcanzó facies de esquistos verdes baja a media (Ortiz Suárez *et al.*, 1992). Para mayor detalle respecto a la deformación de la Formación San Luis ver el capítulo 6.

Es posible asignar la sedimentación de la Formación San Luis al lapso Neoproterozoico superior – Cámbrico, a partir de la interpretación de una serie de dataciones realizadas en la faja Oriental y de la asignación de un nivel de origen glacimarino de la faja Occidental a un evento de glaciación global. En la faja Oriental se realizaron dataciones por el método U–Pb SHRIMP en circones detríticos, que arrojaron edades de 569 ± 20 Ma (Drobe *et al.*, 2009) y $516,3\pm 2,7$ Ma (Drobe *et al.*, 2011). En la faja Occidental no se han realizado dataciones radimétricas; sin embargo, se han reconocido depósitos glacimarininos, que pueden ser asociados al evento de glaciación global Gaskiers, de aproximadamente 580 Ma (Perón Orrillo *et al.*, 2012). En las rocas ígneas félsicas intercaladas en la faja Oriental, se obtuvo una edad de 529 ± 12 Ma por método U–Pb convencional en circones (Söllner *et al.*, 2000) y otra de $467,4\pm 5,1$ Ma por método U–Pb SHRIMP en circones (Casquet *et al.*, 2014).

El protolito de la Formación San Luis se habría depositado en una cuenca de antepaís, formada por materiales reciclados y de composición parcialmente felsítica (Prozzi y Zimmermann, 2005) o bien en un retroarco (López de Luchi *et al.*, 2003; Steenken *et al.*, 2006; Drobe *et al.*, 2009; 2011). Von Gosen (1998) postula que la Formación San Luis formaría con el Grupo Micaesquistos una sucesión cortical clástica, donde las metamorfitas de bajo grado representarían las porciones corticales superficiales mientras que los micaesquistos representarían las más profundas. Por otra parte, a las capas de rocas ígneas félsicas intercaladas se le han asignado distintos orígenes: Hack *et al.* (1991) las asigna a un arco de islas, mientras que Brodtkorb *et al.* (2009) las asocian a procesos extensionales postpampeanos y Casquet *et al.* (2014) las relaciona al magmatismo ordovícico. En el capítulo 10 se discuten estos temas con mayor profundidad.

4.2. GEOLOGÍA DE LOS CUERPOS ÍGNEOS

El basamento de la sierra de San Luis se compone de rocas magmáticas de variada composición. Entre los más destacados se reconocen diversos tipos de granitoides además de los complejos máfico – ultramáficos.

Los granitoides del basamento cristalino de la sierra de San Luis representan diversos eventos ocurridos durante el Paleozoico. Existen varias propuestas de clasificación de estos cuerpos ígneos, la primera de ellas corresponde a Kilmurray y Dalla Salda (1979), quienes agruparon a los cuerpos graníticos en los ciclos G1 (sincinemático), G2 (tardíocinemático) y G3 (postorogénico). Luego, Ortiz Suárez *et al.* (1992) los agruparon en precinemáticos, sincinemáticos y postcinemáticos respecto de la principal fase deformacional de la orogenia Famatiniana. Trabajos posteriores han precisado las características de estos grupos,

redefiniéndolos como preorogénicos temprano famatinianos, sinorogénicos famatinianos y postorogénicos a tardío famatinianos (Llambías *et al.*, 1998; von Gosen *et al.*, 2002; Sato *et al.*, 2003). López de Luchi *et al.* (2007) agruparon a los granitoides en función de sus características geoquímicas en dos suites ordovícicas, sincinemáticas respecto de la orogenia Famatiniana (Tonalitas y Granodioritas–granitos) y dos suites devónicas sincinemáticas respecto de la orogenia Achaliana (Granitos y Monzonitas–granitos).

En este trabajo se ha optado por clasificar a los granitoides según la propuesta de Ortiz Suárez *et al.* (1992), Llambías *et al.* (1998), von Gosen *et al.* (2002) y Sato *et al.* (2003) por ser la clasificación clásica y más utilizada.

4.2.1. CINTURONES MÁFICO–ULTRAMÁFICOS

En la sierra de San Luis se han reconocido cuatro grupos de rocas máfico–ultramáficas: La Jovita – Las Águilas (Kilmurray y Villar, 1981; Sato *et al.*, 2003), San Francisco – Villa de la Quebrada (Sato *et al.*, 2003) y Las Cañas (Ortiz Suarez *et al.*, 2012). Además se han reconocido rocas máficas – ultramáficas en las sierras de El Morro (Delakowitz *et al.*, 1991), La Estanzuela (Urgo, 2004) y Tilisarao (Icazatti, 2003)

El cinturón de rocas máfico–ultramáficas La Jovita – Las Águilas comprende un grupo de lentes y cuerpos intrusivos alineados por más de 80 km con rumbo NNE, dentro del Complejo Metamórfico Pringles (González Bonorino, 1961; Sims *et al.*, 1997). Son piroxenitas, peridotitas, dunitas, gabros y hornblenditas. Varios cuerpos preservan el metamorfismo de contacto, pero presentan foliación interna similar a la roca de caja (S_{2F}) y márgenes recrystalizados a una asociación de alto grado metamórfico. Los sectores menos deformados de los cuerpos de Virorco, La Melada y La Gruta preservan la estratificación composicional primaria (González Bonorino, 1961). La intrusión de estas rocas aumentó el grado metamórfico de la caja, de facies anfíbolita a granulita (Hauzenberger *et al.*, 2001). Se ha propuesto un emplazamiento pre- a sintectónico respecto de la deformación famatiniana penetrativa (Sims *et al.*, 1997, 1998; von Gosen y Prozzi, 1998), en ambientes extensionales de retroarco o de cuenca marginal (Brogioni y Ribot, 1994; Hauzenberger *et al.*, 2001). Su edad ha sido determinada en 478 ± 6 Ma, mediante U–Pb SHRIMP en una segregación ácida de una piroxenita (Sims *et al.*, 1998) y en 506 ± 19 Ma, mediante isócrona Sm–Nd mineral en una diorita (Steenken *et al.*, 2008).

El cinturón de rocas máfico–ultramáficas Villa de La Quebrada – San Francisco comprende una faja de lentes anfíbolíticas de 45 km de extensión en rumbo NNO dentro del Complejo Metamórfico Nogolí (Ortiz Suárez, 1999; González *et al.*, 2002). Está compuesto por komatiitas, basaltos komatiíticos y basaltos toleíticos con alto-Fe. Su edad ha sido determinada mediante isócrona Sm–Nd en roca total, en 1502 ± 95 Ma (Sato *et al.*, 2002).

El cuerpo de rocas máfico–ultramáficas de Las Cañas, ubicado en el noreste de la sierra de San Luis, se compone de hornblendita olivínica piroxénica con mineralizaciones de Po, Ccp, Pn, Sp, sperrilita y bravoita (Ortiz Suárez *et al.*, 2001, 2012).

El cinturón de rocas máfico–ultramáficas El Morro, reconocido en cercanías a San José del Morro, comprende anfibolitas y esquistos anfibólicos con mineralizaciones de wolframio (Delakowitz *et al.*, 1991). Estos autores interpretan a estas rocas como basaltos toleííticos de intraplaca y sugieren que se trataría de erupciones submarinas en una cuenca de retroarco a ambientes marginales, durante la probable formación de un rifting inicial de corteza continental. Según Ramos (1991) la generación de un arco magmático y una cuenca de trasarco con magmatismo toleíítico submarino, se produjo por la subducción de corteza oceánica del cratón del Río de la Plata sobre el basamento de las sierras Pampeanas Orientales, durante el Proterozoico tardío (725 – 660 Ma).

En la sierra de la Estanzuela se reconocen anfibolitas masivas lenticulares de dimensiones decamétricas compuestas por anfíbol, clinopiroxeno y plagioclasa cálcica (Urgo, 2004). Estos cuerpos también han sido reconocidos en la sierra de Tilisarao, como anfibolitas con hornblenda–plagioclasa y anfibolitas ultramáficas con hornblenda, cummingtonita, tremolita y cantidades menores de clinopiroxeno (Icazatti, 2003).

4.2.2. GRANITOIDES PRECINEMÁTICOS

Los granitoides de este grupo se encuentran emplazados en los contactos de la Formación San Luis con los complejos metamórficos Nogolí y Pringles. Presentan bordes de grano fino y contactos netos con la roca de caja, en la cual se observa ocasionalmente metamorfismo de contacto (Sato *et al.*, 2003). La mayoría de estos cuerpos han sido fuertemente afectados por la deformación famatiniana y presentan la misma foliación penetrativa que la roca de caja, de dirección NNE (Sato *et al.* 1996).

Estos granitoides están integrados en dos grupos: granito–leucogranodioritas y tonalita–granodioritas (Sato *et al.*, 2003). El grupo de granito–leucogranodioritas representa suites calcoalcalinas peraluminosas de tipo-S (Brogioni *et al.*, 2005). El grupo de tonalita–granodioritas constituye típicas suites calcoalcalinas, metaluminosas a débilmente peraluminosas, de tipo-I (Brogioni *et al.*, 1994; Sato *et al.*, 1996; Llambías *et al.*, 1998).

En los granitos–leucogranodioritas se han determinado edades U–Pb convencional en circones de 477 ± 5 Ma (Sato *et al.*, 2003) y U–Pb LA-ICPMS en circones, de $476,9\pm 9,6$ Ma (Morosini, 2011). Por otra parte, en las tonalitas–granodioritas se han determinado edades U–Pb SHRIMP de 470 ± 5 Ma y 468 ± 6 Ma (Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999). Estas serían edades de cristalización de los plutones e indicarían que el arco magmático famatiniano habría comenzado su actividad aproximadamente a los 490 Ma.

4.2.3. GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS

Los granitoides de este grupo se distribuyen dentro de los complejos metamórficos Pringles y Conlara, (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Ortiz Suárez, 1996; Llambías *et al.*, 1998; von Gosen, 1998). Son cuerpos pequeños y de formas armónicas con la estructura de la roca de caja, a veces plegados y abudizados conjuntamente. El escaso contraste reológico de estos granitoides con su roca de caja permite distinguirlos de los granitoides preorogénicos (Ortiz

Suárez *et al.*, 1992; Llambías *et al.*, 1998). Asimismo, se encuentran asociados con abundantes inyecciones pegmatíticas de formas tabulares, con potencias centimétricas a métricas; concordantes a discordantes con la roca de caja.

Este grupo de granitoides se compone de granodioritas a granitos, con granate y dos micas. Además presentan facies tonalíticas subordinadas. Son granitoides tipo-S, variablemente peraluminosos.

En estos cuerpos se obtuvieron edades Rb–Sr de 485 ± 30 y 460 ± 39 Ma (López de Luchi, 1987; López de Luchi y Cerredo, 2001) y de 454 ± 21 Ma (Llambías *et al.*, 1991). Asimismo, se dispone de edades U–Pb SHRIMP de 456 ± 30 Ma (Steenken *et al.*, 2006) y edades Pb/Pb por evaporación de circones, que abarcan desde 597 ± 54 Ma a 491 ± 19 Ma (Steenken *et al.*, 2008).

4.2.4. GRANITOIDES TARDÍO A POSTCINEMÁTICOS

Este grupo de granitoides incluye a numerosos batolitos del centro-este de la sierra de San Luis (Llambías y Malvicini, 1982; Sims *et al.*, 1997). Son cuerpos de forma circular y grandes dimensiones, escasamente deformados a no deformados, que poseen *roof pendant* de metamorfitas previamente deformadas. Además, se encuentran asociados con diques anulares e inyecciones pegmatíticas. Estos cuerpos batolíticos se intruyeron en forma discordante, en complejos metamórficos previamente yuxtapuestos mediante zonas de cizalla dúctil (Sato *et al.*, 2003).

Este grupo de granitoides se compone principalmente de monzogranitos, granodioritas y tonalitas, con menor participación de sienitas y monzonitas; en parte caracterizadas por procesos de mezclas de magmas. Las composiciones de muy alto-K indican transición a ambientes anorogénicos de corteza engrosada (Sato *et al.*, 2003).

En los distintos batolitos de este grupo de granitoides se obtuvieron edades por diversos métodos radiométricos, que abarcan desde 425 Ma a 320 Ma (Brogioni, 1987, 1993; Varela *et al.*, 1994; Stuart–Smith *et al.*, 1999; López de Luchi *et al.*, 2001; Sato *et al.*, 2003). Cabe destacar que Sims *et al.* (1997) consideran que este grupo de granitoides pertenece al ciclo magmático Achaliano, del Paleozoico superior.

CAPITULO 5 – GEOLOGÍA DE LA FORMACIÓN SAN LUIS

5.1. DEFINICIÓN Y LÍMITES

La Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988; Prozzi, 1990) comprende a las dos fajas de metasedimentitas de bajo grado que afloran en el sector centro-sur de la Sierra de San Luis. Ha sido descripta en forma general por Brodtkorb *et al.* (1984), Hack *et al.* (1991), Ramos *et al.* (1996), Ortiz Suárez *et al.* (1992), Sims *et al.* (1997), Ortiz Suárez (1999), Sato *et al.* (2003) y Morosini (2011).

La interpretación y demarcación de sus límites presenta cierto grado de dificultad, debido a los diferentes criterios utilizados para definir a esta unidad: la estratigrafía original del protolito sedimentario, su grado metamórfico o su estructura. Por lo tanto, incluiría rocas que forman parte de un mismo protolito sedimentario, rocas con bajo grado metamórfico, o bien, rocas que presentan una sola superficie producida por la deformación famatiniana (Morosini, 2011). En el presente trabajo se han combinado los tres criterios para definir a la Formación San Luis como una unidad del basamento cristalino compuesta por rocas de bajo grado metamórfico, que provienen de un protolito sedimentario silicoclástico y presentan una sola superficie de deformación además de la superficie sedimentaria original. Dentro del bajo grado metamórfico; se pueden diferenciar dos subunidades de diferente facies metamórfica: la subunidad de filitas en facies esquistos verdes baja a media y la subunidad de esquistos en facies de esquistos verdes alta (Morosini, 2011). Este trabajo se centra en la subunidad de filitas, ya que es la predominante y donde mejor se conservan las texturas y estructuras sedimentarias del protolito.

La faja Oriental presenta un ancho máximo de 5 km y una extensión de 50 km con rumbo NNE (Figs. 1.1 y 4.1). Al sur del río Quinto es totalmente cubierta por sedimentos modernos y hacia el norte se adelgaza hasta acunarse cerca del Batolito Las Chacras. Sus contactos son tectónicos o intrusivos, controlados por fajas de cizalla dúctil. Al oeste limita con el Complejo Metamórfico Pringles y la Tonalita Tamboreo, mientras que al este lo hace con el Complejo Metamórfico Conlara.

La faja Occidental presenta un ancho máximo de 10 km en su extremo sur, en Estancia Pancanta y se extiende 40 km con rumbo NNE, hasta acunarse 10 km al norte de La Carolina (Figs. 1.1 y 4.1). Sus contactos son tectónicos o intrusivos, controlados por diversas fajas de cizalla dúctil. Al sur y suroeste limita con el Complejo Metamórfico Nogolí (Morosini, 2011), al noroeste es intruída por la tonalita Gasparillo (von Gosen y Prozzi, 1996), al sureste es intruída por el granito La Escalerilla y las tonalitas Las Verbenas y El Salto (Morosini, 2011), mientras que al noreste limita con el Complejo Metamórfico Pringles mediante fajas de cizallas menores.

A pesar de que el nombre Formación San Luis se ha popularizado en la bibliografía sobre el basamento de la sierra de San Luis, su validez nomenclatural es objeto de discusión, ya que no cumple con el Código Argentino de Estratigrafía. Comenzó a usarse en

una jornada de trabajo de la sierra de San Luis (Prozzi y Ramos, 1988) pero nunca fue propuesto formalmente en una publicación científica. Además, como ya se ha mencionado, la demarcación de los límites de esta formación presenta cierto grado de dificultad y puede variar según el criterio usado para su definición. Tampoco se ha definido una sección tipo para esta unidad, según lo establecido por el código estratigráfico argentino. Asimismo, es probable que la Formación San Luis incluya a más de una secuencia depositacional, que no necesariamente sean coincidentes con los límites establecidos por los grados metamórficos. De comprobarse esta hipótesis, debería ser dividida en, al menos, dos unidades formacionales. Sin embargo, aún faltan datos para proponer una o más nueva/s unidad/es formal/es que la reemplace/n; por lo tanto, en este trabajo se continuará usando el nombre de Formación San Luis para la unidad objeto de estudio.

5.2. LITOLOGÍAS

5.2.1. METAPELITAS

Fueron definidas por Prozzi (1990). En la faja Oriental conforman un cuerpo continuo de 2 km de potencia y 40 km de longitud, mientras que en la faja Occidental conforman un cuerpo de 200 m de potencia máxima y 11 km de extensión. Además forman intercalaciones centimétricas con bancos de meta-areniscas en ambas fajas.

Estas metapelitas se componen de $Ms + Qtz + Chl + Pl \pm Ap \pm Tur \pm Bt \pm Py \pm Gr$, el cual les confiere tonalidades grisáceas a oscuras. Su textura es lepidoblástica a lepidogranoblástica. No se reconocen planos de laminación sedimentaria (S_0) pero su clivaje (S_1) es continuo, marcado y constante con rumbo NNE dándole una gran fisilidad. El mismo presenta crenulación (S_2) localizada y poco visible. Se observan venas de cuarzo con ocasionales texturas de relleno, de hasta 1 m de potencia, paralelas u oblicuas a la foliación; que se habrían producido por segregación metamórfica (Morosini, 2011).

En la subunidad de esquistos, los equivalentes de las metapelitas son los esquistos micáceos de grano fino, cuya paragénesis es $Qtz + Bt + Ms + Grt + St + Kf + Ap \pm Sil \pm Tur \pm Zrn \pm Op$. Se presentan en bancos de espesor métrico, con estructura planar y textura granolepidoblástica definida por filosilicatos orientados alternando con Qtz (Morosini, 2011). En la aureola de contacto más externa de la tonalita Gasparillo se han reconocido esquistos con nódulos de andalucita, de sericita y de Qtz de hasta 1 cm de diámetro y sin orientación, que han sido interpretados como reemplazos pseudomórficos a andalucitas retrogradadas (von Gosen y Prozzi, 1996; Morosini, 2011).

5.2.2. METAPELITAS CARBONOSAS

Fueron definidas por Prozzi (1990) y Prozzi y Rosso (1990). Afloran principalmente en la faja Oriental, en el núcleo del braquisinclinal Santo Domingo; aunque también se las observa en intercalaciones centimétricas con filitas en ambas fajas.

Estas metapelitas se componen de $Ms + Qtz + Chl + Gr$. Contienen hasta 1,2% de

carbón orgánico como agregados lenticulares paralelos a S_0 , los cuales le confieren su tonalidad oscura característica. También se observan cristales de Py de hasta 5 mm con sombras de presión. Su textura es lepidoblástica. Presentan estratificación sedimentaria (S_0) y clivaje de plano axial (S_1) paralelos a subparalelos, como resultado de un plegamiento isoclinal. Gradan a filitas con paso de sericita a Chl, Ms y Bt. La abundancia de Gr indica un protolito localmente rico en materia orgánica y junto a la presencia de Py indicaría un ambiente sedimentario anóxico (Prozzi y Rosso, 1990).

5.2.3. META-ARENISCAS

Fueron definidas por Prozzi (1990). Forman grupos de bancos métricos separados por bancos decimétricos de pelitas.

Su composición varía de grauvacas a sabulitas con textura blastopsamítica. Presentan clastos relícticos de Qtz + Kf + Pl y matriz de Qtz menor a 50 μ m, con cantidades variables de Ms y Bt (Morosini, 2011). Los bancos suelen estar estratificados y gradados, con geometrías tabulares y ocasionalmente acanaladas (S_0). El clivaje de plano axial (S_1) es subparalelo a las estructuras sedimentarias.

En la subunidad de esquistos sus equivalentes son las metacuarcitas. Se componen de Qtz + Bt \pm Kf \pm Pl \pm Ms; con importante poligonización del Qtz, completa obliteración de granos relícticos y mayor contenido de Bt. Su textura es granoblástica con escasas bandas lepidoblásticas de micas (Morosini, 2011).

5.2.4. METACONGLOMERADOS

Se han reconocido tres cuerpos de metaconglomerados en la Formación San Luis; uno en la faja Oriental y los otros dos en la faja Occidental.

El Metaconglomerado Cañada Honda fue definido por Prozzi (1990) y Ortiz Suárez *et al.* (1992). Aflora en la faja Oriental, con una potencia media de 200 m y una extensión de 10 km con rumbo NNE. Todos sus contactos son netos con metapelitas; hacia el norte se acuña y hacia el sur se engrosa hasta los 400 m de espesor antes de desaparecer bajo la cubierta sedimentaria moderna. Sus mejores afloramientos son los de Tres Pasos, en la intersección del río Cañada Honda y el camino de las canteras de filitas. Está conformado por paraconglomerados masivos con dominio de matriz fangosa y delgadas intercalaciones de fangolitas masivas; paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica tanto abierta como cerrada, con delgadas intercalaciones de vaques masivos y fangolitas laminadas y escasas lentes de sabulitas con gradación normal. El esqueleto varía entre 40 y 75% y predominan las gravas y bloques, con tamaño máximo de 50 cm. Los clastos son subredondeados o subangulosos, estirados según S_1 y se componen de filitas, cuarcitas, Qtz y escasas metavolcanitas. La matriz es filítica, con Qtz + Ms + Chl \pm Pl \pm Kf \pm Zr \pm Tur \pm Py y su textura es blastorudítica a granolepidoblástica. Presentan estratificación (S_0) paralela a subparalela al clivaje de plano axial (S_1). Las lentes de sabulita y la relación de contacto entre conglomerados y vaques, indicaría que el techo de la unidad se encuentra hacia el

oeste (Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

El Metaconglomerado Arroyo Curtiembre fue mencionado originalmente por Ortiz Suárez *et al.* (1992) y luego denominado y descripto por Ramos *et al.* (1996) y Ortiz Suárez (1999). Aflora en la faja Occidental, en las nacientes del arroyo Curtiembre, 5 km al noreste de La Carolina. Tiene una potencia media de 115 m y una extensión lateral de 2 km con rumbo NNE. Sus mejores afloramientos se observan en las nacientes del Arroyo Curtiembre, 300 m al oeste de la Estancia Los Cerros. Presenta distintos tipos de contactos litológicos, siendo el contacto con meta-areniscas transicional hacia el norte y neto al oeste, en tanto que el contacto con filitas es transicional hacia el sur y neto al este, con intercalaciones de rocas ígneas félsicas. Constituye sucesiones de fangolitas guijarrosas interestratificadas con niveles de fangolitas sin guijas. Su esqueleto es menor al 15%, con predominio de guijarros y tamaño máximo de 15 cm. Los clastos son subredondeados, estirados según S_1 y se componen de cuarcitas y cuarcitas micáceas, ambas con textura poligonal de grano grueso. La matriz es filítica con $Qtz + Ms + Chl \pm Bt \pm Pl \pm Kf \pm Zr \pm Tur \pm Py$ y su textura es blastorudítica a granolepidoblástica. Presenta estratificación y laminación horizontal bien desarrollada (S_0), subparalelas al clivaje de plano axial (S_1). Los clastos con vértices agudos deforman la laminación S_0 subyacente y permiten establecer la polaridad de la secuencia hacia el este (Perón Orrillo y Rivarola, 2014). El protolito se habría depositado a partir de la ablación de icebergs con la consecuente caída de clastos en una matriz fina laminada (Rivarola y Ortiz Suárez, 2008).

El Metaconglomerado Cerro Blanco fue mencionado originalmente por Fuentes (2011) y denominado por Perón Orrillo y Rivarola (2014). Aflora en la faja Occidental, en la ladera oriental del cerro Blanco, 6 km al suroeste de La Carolina y 1 km al norte de la Estancia Rama. Tiene una potencia de 35 m y una extensión lateral de 300 m con rumbo NNE. Está en contacto con meta-areniscas hacia el oeste y con filitas hacia el norte, sur y este. Constituye sucesiones de fangolitas sabulíticas interestratificadas con niveles de fangolitas sin guijas. Su esqueleto es menor al 15 %, con moda de gránulos a guijas y tamaño máximo de 3 cm. Los clastos son subredondeados a subangulosos y se componen de cuarcitas y cuarcitas micáceas, ambas con textura poligonal de grano grueso. La matriz es filítica con $Qtz + Ms + Chl \pm Bt \pm Pl \pm Kf \pm Zr \pm Tur \pm Py$ y su textura es blastorudítica a granolepidoblástica. Presenta estratificación y laminación horizontal (S_0), subparalelas al clivaje de plano axial (S_1). Sería correlacionable con el Metaconglomerado Arroyo Curtiembre y sus protolitos tendrían el mismo origen (Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

5.2.5. ROCAS CALCOSILICÁTICAS

Fueron descriptas por Enríquez (2013) y Sallés (2013). Sus afloramientos han sido reconocidos únicamente en la subunidad de esquistos, en el sector sur de la faja Occidental.

Forman bancos tabulares o pequeños lentes de hasta 50 cm de espesor, que se intercalan entre las cuarcitas y los esquistos con contactos netos rectos a levemente

sinuosos. Ocasionalmente los bancos se estrangulan, producto de la deformación. Estas rocas se componen de Qtz + Ep + Cal + Ttn + Op \pm Chl \pm Zrn con textura granoblástica de grano fino con blastoestratificación.

La presencia de estas rocas calcosilicatadas con alto contenido en Qtz, permite establecer la presencia de sedimentos margosos depositados sobre el nivel de compensación de los carbonatos.

5.2.6. ROCAS ÍGNEAS FÉLSICAS METAMORFIZADAS

Fueron descritas originalmente por Brodtkorb *et al.* (1984). Sus afloramientos tienen potencia métrica y sobresalen en el relieve de forma continua y aproximadamente recta a lo largo de algunos kilómetros.

Su composición varía entre riolita y dacita con matriz de grano fino. Presentan textura blastoporfírica con matriz granoblástica de Qtz + Bt + Ms, fenocristales relícticos de Qtz, Kf y Pl y porfiroblastos de Ms, Bt, Ep y Grt (Morosini, 2011). Presentan características geoquímicas propias de la serie calcoalcalina y se habrían generado en un arco de islas (Hack *et al.*, 1991) o asociadas a procesos extensionales (Brodtkorb *et al.*, 2009).

La relación de estas rocas félsicas con la estructura regional no es del todo clara. Para Brodtkorb *et al.* (1984, 2009) son concordantes con la estratificación; mientras que von Gosen (1998) registra en el cerro Blanco plegamientos sinformes, simétricos y cilíndricos de dichas capas, indicando su discordancia respecto de la estructura regional. Asimismo, von Gosen y Prozzi (1996) describen diques inyectados con bajo ángulo respecto de los planos de estratificación en el cerro Blanco; sin embargo no descartan la presencia de capas estratiformes sinsedimentarias. Por su parte, Casquet *et al.* (2014) observaron que las rocas félsicas de La Florida presentan una fábrica milonítica subparalela a la estructura de deformación (S_1), asociada a la sobreposición de la faja de cizalla Ciénaga de Inti Huasi sobre la estructura penetrativa famatiniana. Los mismos autores han registrado en Santo Domingo, donde la deformación de la Formación San Luis es menor, intersecciones entre las metasedimentitas y las rocas ígneas félsicas, por lo que infieren que éstas últimas serían *sills* o diques con una actitud subconcordante a discordante.

La relación temporal de estas rocas félsicas con el protolito sedimentario también permanece en discusión, dado que las dataciones radiométricas realizadas en estas capas dieron una edad de 529 ± 12 Ma por método U–Pb convencional en circones (Söllner *et al.*, 2000) y otra de $467,4 \pm 5,1$ Ma por método U–Pb SHRIMP en circones (Casquet *et al.*, 2014). La discrepancia entre ambas edades ha sido atribuida por Casquet *et al.* (2014) al hecho de que Söllner *et al.* (2000) tomaron en cuenta circones con un componente heredado de edad Pampeana. Tomando en cuenta las edades de los plutones cercanos, Pampa del Tamboreo (470 ± 5 Ma) y Las Verbenas (468 ± 5 Ma) (Camacho e Ireland, 1997), todos los procesos magmáticos que afectaron a la Formación San Luis habrían tenido lugar en un pequeño intervalo de tiempo en torno de 470 Ma, al final de la fase de deformación responsable de su

foliación principal durante la orogénesis Famatiniana (Casquet *et al.*, 2014).

5.3. **METAMORFISMO**

Las litologías mencionadas en el apartado 5.3 se encuentran afectadas por metamorfismo regional de facies esquistos verdes baja a alta, asociado a la deformación D_{1F}. En función de la variación interna del grado metamórfico, se pueden diferenciar una subunidad de filitas y otra de esquistos (Morosini, 2011).

La subunidad de filitas se observa en la franja central de la faja Occidental y en el sector centro y sur de la faja Oriental. Presenta una paragénesis característica de Ms + Chl ± Bt y una sola superficie de clivaje (S₁) subparalela a la estratificación sedimentaria (S₀). Se destaca por el buen grado de preservación de litologías y estructuras sedimentarias, lo que ha permitido inferir con cierto grado de reserva, su génesis sedimentaria (Rivarola y Ortiz Suárez, 2008; Rivarola *et al.*, 2010, 2011). Su contacto con la subunidad de esquistos es transicional, aunque se mencionan desacoples estructurales por cizalla dúctil de corto desplazamiento (Morosini *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2007).

La subunidad de esquistos se observa en las aureolas de contacto con los cuerpos intrusivos del sur, este y oeste de la faja Occidental. También se la reconoce en el contacto occidental y el norte de la faja Oriental. Cuenta con el mismo protolito que la subunidad de filitas, a excepción de los metaconglomerados. Su paragénesis característica es Bt + Grt. Las estructuras sedimentarias (S₀) no se reconocen tan fácilmente como en la subunidad de filitas, la superficie de deformación (S₁) se hace dominante y ocasionalmente puede ser afectada por una segunda superficie de deformación (S₂). Además, esta subunidad está sobreimpuesta por fajas de cizalla dúctil (Morosini, 2011). Estos esquistos se diferencian de los micaesquistos del Complejo Metamórfico Pringles por la ausencia de bancos calcosilicáticos, cuerpos aplo-pegmatíticos sincinemáticos y que no han alcanzado la zona de la sillimanita (Morosini, 2011). El mayor grado metamórfico de la subunidad de esquistos respecto de la subunidad de filitas se debería al aporte térmico de los cuerpos intrusivos cercanos, antes y durante el metamorfismo dinamo-térmico regional.

Si bien no se dispone de datos isotópicos directos para acotar la edad del metamorfismo penetrativo, las edades de los granitoides precinemáticos (apartado 4.2.2) dan un límite máximo en el Ordovícico temprano (Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999; Sato *et al.*, 2003; Morosini, 2011) coincidente con las edades de metamorfismo regional determinadas en las demás unidades metamórficas de la sierra de San Luis (apartado 4.1).

CAPITULO 6 – ESTRUCTURA

El análisis estructural de la Formación San Luis permite retrotraer la deformación y determinar la posición y forma original de los estratos. Esto es fundamental para reconocer la polaridad de las unidades sedimentarias que componen su protolito y así poder ordenar dicha formación, tanto espacial como temporalmente. Con este fin, se relevaron seis perfiles estructurales en cada faja, que se sintetizaron en dos mapas estructurales (Figs. 6.1 y 6.2). El detalle de la metodología aplicada puede leerse en los apartados 2.2 a 2.4. Si bien los datos obtenidos permitieron una caracterización razonablemente congruente del estilo de deformación de la Formación San Luis, su conocimiento preciso requiere un análisis estructural pormenorizado que escapa a los objetivos del presente trabajo.

6.1. ANTECEDENTES

La primera caracterización de la estructura de la Formación San Luis corresponde a Prozzi (1990), Ortiz Suárez *et al.* (1992) y Prozzi y Ortiz Suárez (1994). Luego, von Gosen y Prozzi (1996, 1998) y von Gosen (1998) llevaron a cabo un análisis más detallado de la deformación estructural de esta unidad y su relación con el Grupo Micaesquistos y las capas de rocas félsicas intercaladas. Por su parte, Ramos *et al.* (1996) analizaron la composición mineralógica y la deformación de los clastos de los metaconglomerados de la Formación San Luis, y los compararon con los demás metaconglomerados de las Sierras Pampeanas. Prozzi y Rosso (1990) realizaron un trabajo similar con las pizarras de Santo Domingo.

Las fajas de cizallas que se superponen a la Formación San Luis en sus contactos con unidades ígneas y metamórficas, han sido definidas por von Gosen y Prozzi (1996), Sims *et al.* (1997, 1998), Ortiz Suárez y Casquet (2005), González *et al.* (2006), Morosini *et al.* (2006), Ramos *et al.* (2007), Steenken *et al.* (2008) y Morosini (2011), entre otros. La relación de la Formación San Luis con los distintos cuerpos ígneos ha sido estudiada por Zardini (1966), Brodtkorb *et al.* (1984, 2009), Varela *et al.* (1994), Alonso Pérez (2002), Morosini (2011), Zambroni *et al.* (2013) y Casquet *et al.* (2014), entre otros.

Desde el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis se han realizado una serie de trabajos finales de licenciatura que han aportado al conocimiento de la geología estructural de la Formación San Luis. Incluyen los trabajos de Borda (1989), Celi (1991), Juri Ayub (1991), Di Pasquale (1992), Carugno Durán (1993), Perón Orrillo (2009), Icazatti (2009), Perocco (2009), Fuentes (2011), Olsen Gubernievicz (2011), Grasso Ríos (2011), Sallés (2013) y Enríquez (2013).

6.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ESTRUCTURA INTERNA

La Formación San Luis presenta un plegamiento (F_1) apretado e inclinado, el cual afecta a la superficie de estratificación (S_0) y genera un clivaje de plano axial (S_{1F}), que es la estructura principal y más penetrativa de la Formación San Luis. La superficie S_{1F} presenta dirección NNE con oscilaciones entre NE y N (Ortiz Suárez *et al.*, 1992) y actitud subvertical,

con buzamiento de alto ángulo tanto al NO como al SE. En los planos S_{1F} se observa una lineación de estiramiento (L_1) de alto ángulo tanto al E como al O, indicada por la orientación de sericita, Bt y Py con sombras de presión rellenas de Qtz, la cual estaría indicando una dirección de esfuerzos compresivos ortogonales. Además, se reconocen venas paralelas

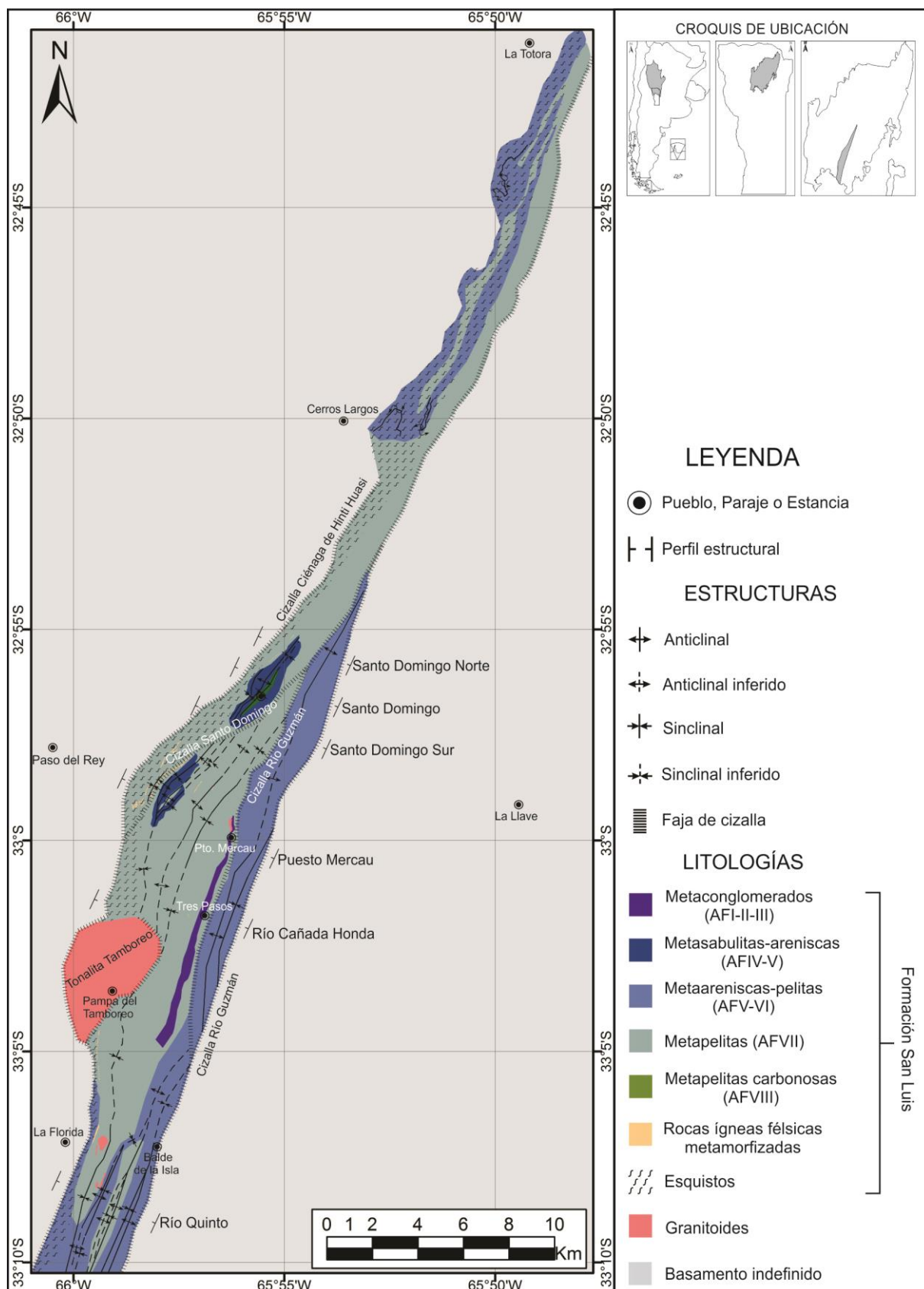


Figura 6.1: Mapa estructural de la faja Oriental de la Formación San Luis.

a S_1 y juntas de extensión rellenas por Qtz, debidas a disolución por presión con transferencia de masa, posiblemente durante etapas tardías de la deformación (von Gosen, 1998). Asimismo, S_{1F} se presenta localmente deformada por un clivaje de crenulación (S_{2F}) de orientación NO (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; von Gosen y Prozzi, 1996; von Gosen, 1998).

Donde las filitas intercalan con bancos de distinta competencia (meta-areniscas o rocas ígneas félsicas) se pueden observar braquiestructuras de pocos km de diámetro. Sin embargo, donde sólo se encuentran filitas estos pliegues no son reconocibles, por la falta de

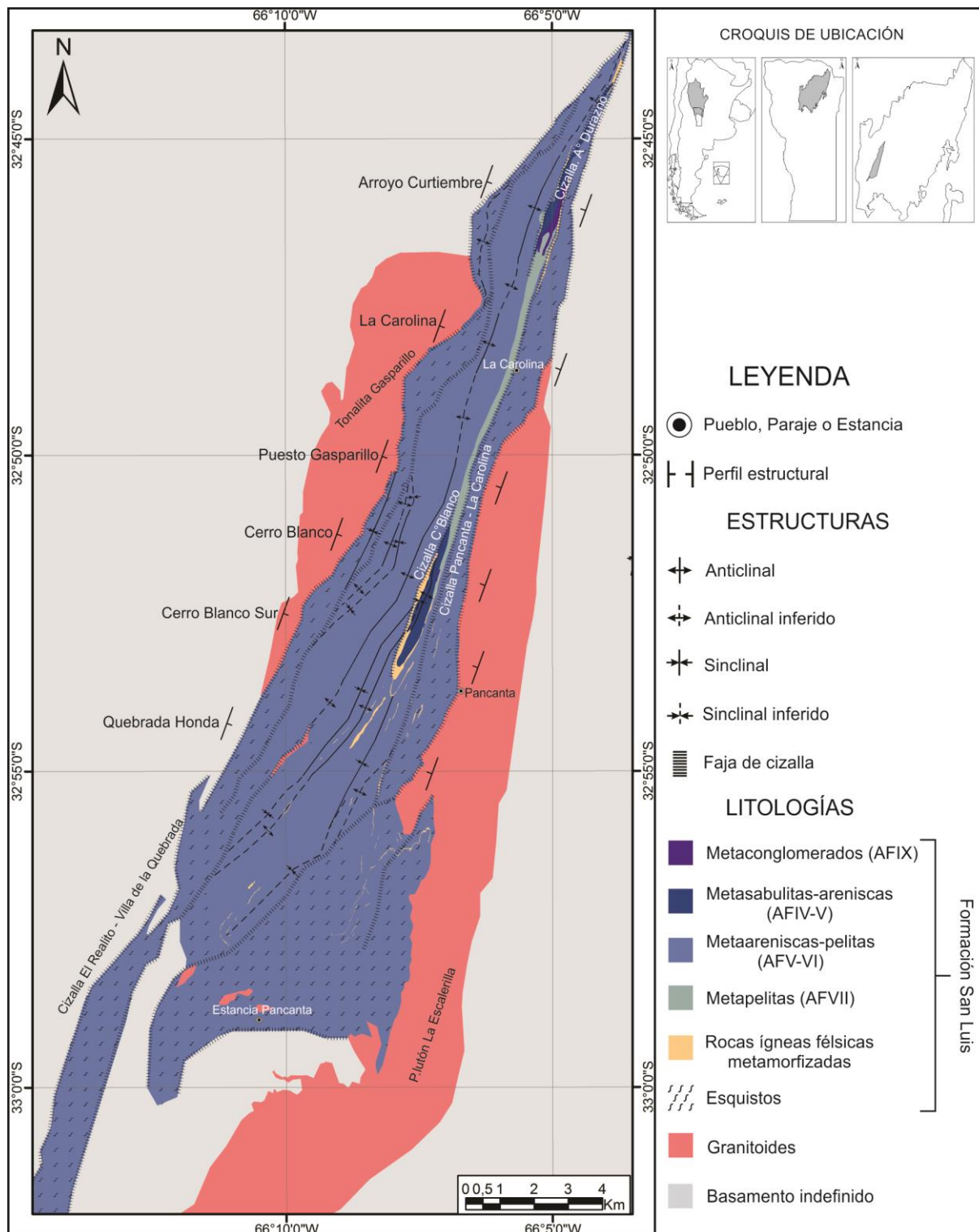


Figura 6.2: Mapa estructural de la faja Occidental de la Formación San Luis.

niveles que los demarquen. Al sur de la faja Occidental, Enríquez (2013) reconoce tres órdenes de plegamiento con longitudes de onda hectométricas hasta decimétricas, asimétricos con vergencia al E, amplios a ecuanes, apretados a cerrados. Corresponden a pliegues clase 1C a 2 de la clasificación de Ramsay y Huber (1987), con isógonas convergentes a subparalelas y engrosamiento en las charnelas. En la faja Oriental, al este y noreste de Cerros Largos, Borda (1989) observa un segundo plegamiento sobreimpuesto, que genera figuras de interferencias tipo 2 y 3 de Ramsay (1967).

En la subunidad de esquistos la superficie de clivaje axial (S_{1F}) se hace dominante respecto de la estratificación sedimentaria (S_0), mientras que el clivaje de crenulación (S_{2F}) sigue siendo de carácter local y poco penetrativo. Las fajas de cizalla dúctil sobreimpuestas generan esquistos miloníticos (Morosini, 2011). El contacto entre las subunidades de esquistos y de filitas es transicional, aunque se han mencionado desacoples estructurales por cizalla dúctil de corto desplazamiento (Morosini *et al.*, 2006, 2007; Ramos *et al.*, 2007).

6.3. FAJAS DE CIZALLA

En los contactos de la Formación San Luis con las unidades metamórficas de mayor grado se han generado un conjunto de fajas de cizalla dúctil (Fig. 6.1 y 6.2).

La Faja de cizalla Río Guzmán (Sims *et al.*, 1997) controla el contacto este de la faja Oriental con el Complejo Metamórfico Conlara. Tiene una potencia máxima de 3 km, con rumbo NNE, foliación casi vertical tanto al ESE como al ONO y una pronunciada lineación de estiramiento cercana a la dirección de buzamiento. Acomoda el desplazamiento vertical elevando el bloque oriental y está sobreimpuesta por una componente de cizalla oblicua, causando su variación de sinistral a dextral (Steenken *et al.*, 2008). Las rocas que la componen son milonitas con Qtz + Chl + Ser \pm Mag.

La Faja de cizalla Ciénaga de Inti Huasi (Ortiz Suárez y Casquet, 2005) controla el contacto oeste de la faja Oriental con los micaesquistos del Complejo Metamórfico Pringles. Presenta movimiento inverso sobre una zona de alto ángulo de buzamiento, que levantó el bloque occidental y superpuso los micaesquistos sobre las filitas; con movimiento directo superpuesto (Ortiz Suárez y Casquet, 2005; Zambroni, 2013). En Pampa del Tamboreo, la faja Oriental de la Formación San Luis se encuentra en contacto con la Tonalita Tamboreo (Zardini, 1966; Alonso Pérez, 2003; Zambroni, 2013). Originalmente se interpretó que esta tonalita había intruído a la secuencia sedimentaria indeformada de la Formación San Luis y del Complejo Metamórfico Pringles (von Gosen; 1998); sin embargo, según nuevos estudios sería más factible que haya aprovechado la zona de cizalla en el contacto entre ambas unidades metamórficas para intruirse (Zambroni, 2013).

La Faja de cizalla Pancanta – La Carolina (Ramos *et al.*, 2006) se sobreimprime al contacto intrusivo del plutón La Escalerilla y las tonalitas Las Verbenas y El Salto con la faja Occidental de la Formación San Luis. No forma milonitas ni es una faja bien definida, sino que distribuye la cizalla en forma continua en una amplia zona entre ambos dominios

metamórficos, los cuales en algunos sectores son transicionales (Morosini, 2011). Presenta cinemática inversa con escasa componente de rumbo dextral, producida por desacople estructural entre las unidades magmáticas y metamórficas (Ramos *et al.*, 2006). Se observan enjambres de diques tardíos deformados por cizalla dúctil, obliterándose el contacto magmático original (Morosini, 2011).

La Faja de cizalla El Realito – Río de la Quebrada (von Gosen y Prozzi, 1996; González *et al.*, 2006) controla el contacto oeste de la faja Occidental con el Complejo Metamórfico Nogolí, desde el cordón del Realito en el norte hasta Rumi Huasi en el sur. Se conforma de fajas de cizallas menores, anastomosadas y entrelazadas mediante empalmes o ramificaciones laterales, con gran desarrollo areal (González *et al.*, 2006). Las rocas que la constituyen son esquistos porfiroblásticos con matriz de grano fino, filitas y cuarcitas tectonizadas dúctilmente y esquistos miloníticos con textura lepidogranoblástica y paragénesis mineral de facies esquistos verdes alta (Enríquez, 2013).

Morosini (2011) separa la Faja de cizalla El Realito – Río de la Quebrada en dos tramos con diferente cinemática, al norte y al sur de la zona de inflexión del plutón La Escalerilla. En el sector norte la faja de cizalla se dispone con rumbo NE, buzamiento al NO y lineaciones miloníticas que indican cinemática inversa con variaciones de transurrencias sinestrales a dextrales, superponiendo al Complejo Metamórfico Nogolí y la Tonalita Gasparillo sobre la Formación San Luis, con el desarrollo de una aureola téctono-térmica (von Gosen y Prozzi, 1996; Morosini, 2011). El tramo sur se ramifica en fajas menores de rumbo NE, buzamiento al SE y lineaciones miloníticas que indican cinemática inversa sinistral, o bien transporte tectónico oblicuo del SE al NO, superponiendo al plutón La Escalerilla y una escama oriental del Complejo Metamórfico Nogolí sobre los Esquistos de la Formación San Luis y a estos sobre el bloque occidental del Complejo Metamórfico Nogolí (Morosini, 2011). El mismo autor vincula la variación de la dirección de transurrencia del tramo norte con la morfología del borde oriental de la tonalita Gasparillo, la cual ha actuado como un elemento reológicamente resistente ante la deformación, mientras que asocia el cambio de vergencia del tramo sur con la reología más dúctil de las metasedimentitas de bajo grado, sumado a la curvatura del plutón La Escalerilla en ese sector.

En ambas fajas de la Formación San Luis se observan fajas de cizalla internas de rumbo NE y buzamiento casi vertical al SE y NO. Se reconoció la Faja de cizalla Santo Domingo en la faja Oriental (apartado 6.4.2) y las fajas de cizalla Cerro Blanco (apartado 6.5.2) y Arroyo Durazno (apartado 6.5.4) en la faja Occidental.

6.4. PERFILES ESTRUCTURALES DE LA FAJA ORIENTAL

La faja Oriental de la Formación San Luis fue analizada de sur a norte, desde el río Quinto hasta Santo Domingo (Fig. 6.1), en los perfiles Río Quinto, Cañada Honda, Puesto Mercau y Santo Domingo. El extremo norte de la faja, comprendido por Cerros Largos, río Luluara y El Durazno, no fue estudiado pues los antecedentes de Borda (1989) y von Gosen

(1998) establecen que este sector presenta una estructura compleja de plegamientos superpuestos, por lo que no se estimó útil para el análisis estratigráfico (apartado 6.2).

6.4.1. PERFIL ESTRUCTURAL RÍO QUINTO

Este perfil sigue la traza del río Quinto, desde La Florida hasta el sur de Balde de la Isla (Fig. 6.1). Se observa la repetición del intervalo de meta-areniscas y metapelitas, lo que permite reconocer un sinclinal al oeste y un anticlinal al este (Fig. 6.3a). Ambos pliegues presentan una longitud de onda kilométrica, son asimétricos, cerrados e inclinados con vergencia al NO y sus ejes presentan leve inmersión al NNE (Fig. 6.4a). Se reconocen pliegues de orden mayor, con longitudes de onda centimétrica a hectométrica y características similares a los pliegues mayores (Figs. 6.4b, c).

El contacto occidental con el Complejo Metamórfico Pringles está controlado por la Faja de cizalla Ciénaga de Inti Huasi. El contacto oriental con el Complejo Metamórfico Conlara es controlado por la Faja de cizalla Río Guzmán, aunque no se la observa tan claramente como al centro y norte de la faja.

6.4.2. PERFIL ESTRUCTURAL RÍO CAÑADA HONDA

Este perfil abarca los afloramientos ubicados al este de Pampa del Tamboreo, hasta el río Guzmán (Fig. 6.3b), en el sector central de la faja Oriental (Fig. 6.1). Se observan pliegues de ordenes variados, con longitudes de ondas centimétricas a hectométricas, similares a los descritos en el perfil Río Quinto (Figs. 6.4d, e). Indican el flanco occidental de una antiforma de primer orden, con longitud de onda kilométrica, cuya charnela se encontraría al este, actualmente fuera de la faja (von Gosen, 1998).

Se destaca el Metaconglomerado Cañada Honda, que aflora en el centro de la faja con una potencia media de 200 m y extensión lateral de 10 km con rumbo NNE (Prozzi, 1990; Ortiz Suárez *et al.*, 1992). Este metaconglomerado presenta foliación S_1 de plano axial irregular y subparalela a S_0 , ambas con buzamiento casi vertical y rumbo NNE (Fig. 6.4f). Los clastos de este metaconglomerado se encuentran estirados según S_1 con un parámetro de deformación (R_s) de 1,5 a 3,0 y un acortamiento de 50% (Ramos *et al.*, 1996).

En el contacto occidental de la faja se ha la Tonalita Tamboreo, la cual generó un metamorfismo de contacto que borra las evidencias del plegamiento. Al este del río Cañada Honda y hasta el contacto con el Complejo Metamórfico Conlara, la Faja de cizalla Río Guzmán se sobreimprime al plegamiento F_1 , de modo que lo verticaliza y desplaza, dificultando su medición precisa (Fig. 6.4d).

6.4.3. PERFIL ESTRUCTURAL PUESTO MERCAU

Este perfil abarca los afloramientos ubicados 5 km al norte del contacto septentrional de la Tonalita Tamboreo, donde la faja Oriental vuelve a ensancharse (Fig. 6.1). A 1 km al este del contacto occidental de la faja se observa la repetición de una unidad de meta-areniscas y metasabulitas, debida a una antiforma al oeste y una sinforma al este. Ambas

estructuras tienen longitud de onda hectométrica, son asimétricas, cerradas, inclinadas con vergencia al SE y sus ejes tienen leve inmersión al NNE (Fig. 6.3c). El flanco occidental del anticlinal está engrosado por pliegues de longitud de onda métrica, apretados y con leve vergencia al SE (Fig. 6.4g). En el núcleo del anticlinal se reconoce el plegamiento de metapelitas de capas claras y oscuras alternantes (Figs. 6.4h, i). Este conjunto de estructuras formaría parte del flanco occidental de un anticlinal de longitud de onda kilométrica, similar al descrito para el perfil Río Cañada Honda.

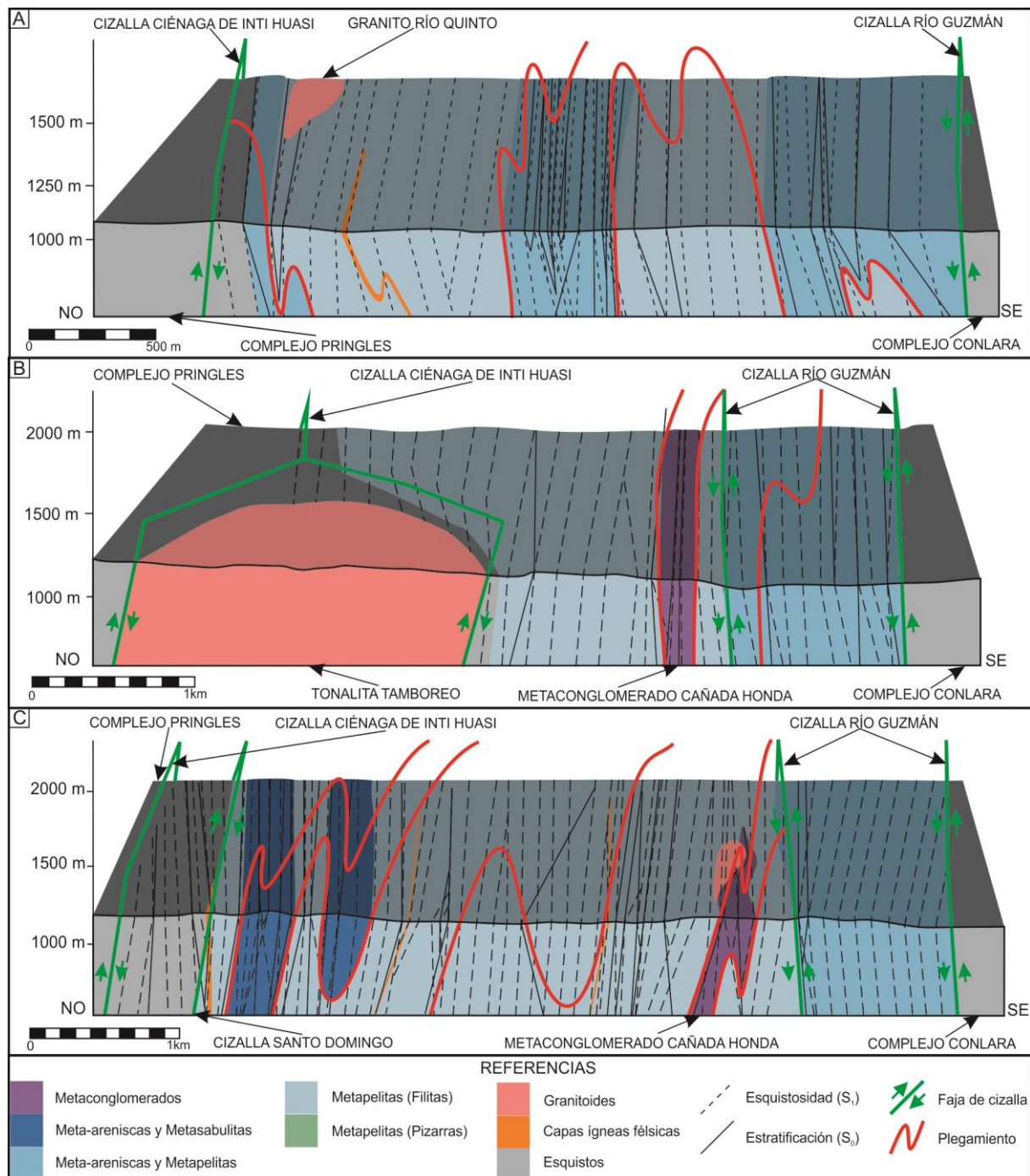


Figura 6.3: Perfiles estructurales de la faja Oriental a) Río Quinto. b) Río Cañada Honda. c) Puesto Mercau. Las escalas vertical y horizontal de cada perfil son iguales. El estilo estructural varía entre perfiles, en Río Quinto se reconoce un anticlinal y un sinclinal de primer orden, mientras que los perfiles restantes representan el flanco de una antiforma con núcleo hacia el este, fuera de la faja.

Al oeste del metaconglomerado se reconocieron enjambres de cuerpos tabulares de rocas ígneas félsicas con plegamiento similar al de las metasedimentitas.

Hacia el norte, la faja Oriental se adelgaza, debido al cambio de rumbo de su contacto occidental con el Complejo Metamórfico Pringles, desde NE a ENE. Esto se debería a una faja de cizalla interna (apartado 6.4.4). El contacto oriental con el Complejo Metamórfico Conlara es controlado por la Faja de cizalla Río Guzmán que mantiene su rumbo NE y se superpone al plegamiento F_1 , lo que dificulta su medición precisa.

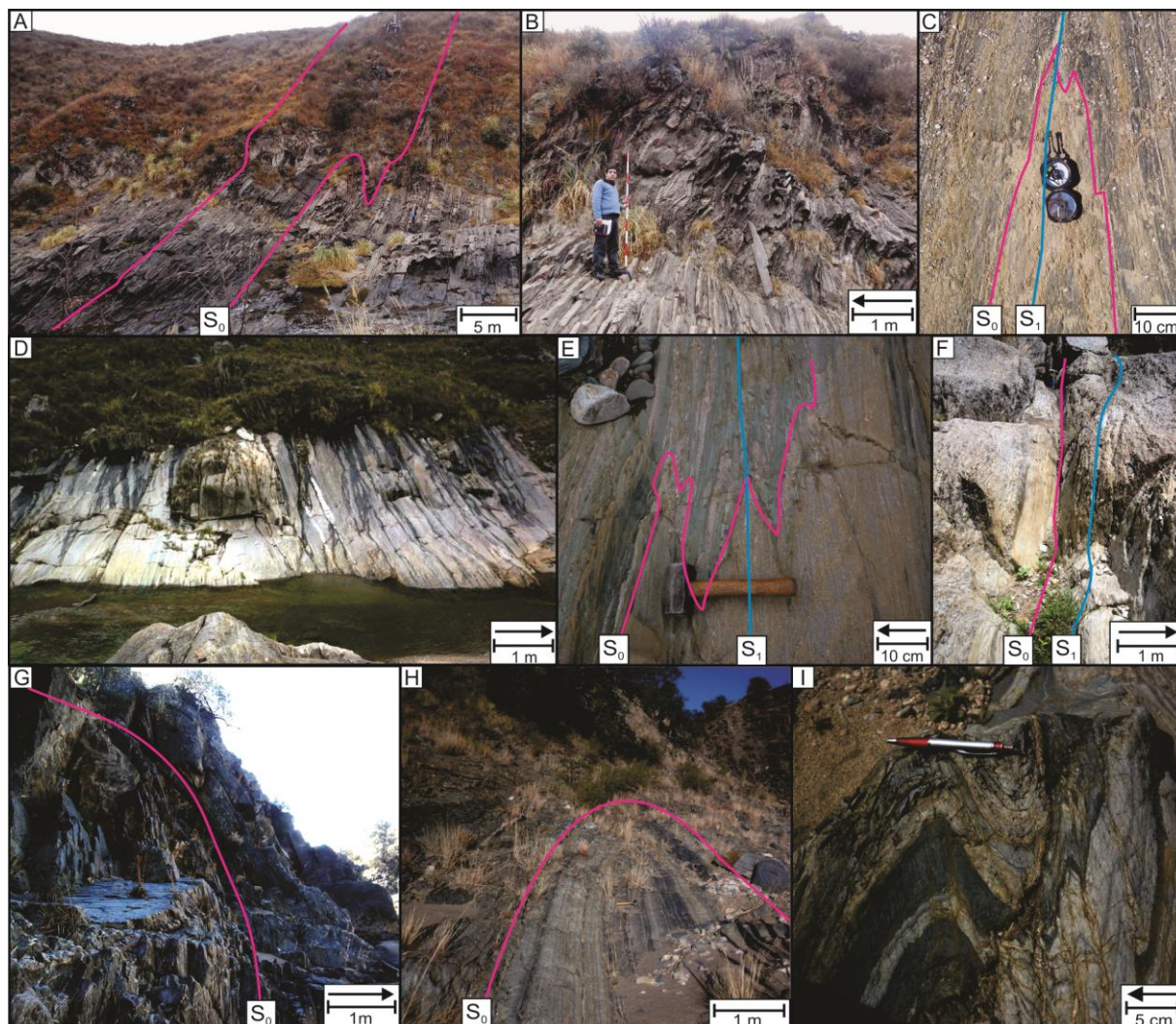


Figura 6.4: **a)** Flanco oriental de un anticlinal de longitud de onda decamétrica en meta-areniscas del tramo medio del perfil Río Quinto, vista al sur. **b)** Pliegue de meta-areniscas y metapelitas en el flanco oriental del pliegue anterior. **c)** Vista en planta de pliegue cerrado de longitud de onda centimétrica, en las metapelitas occidentales del perfil Río Quinto, la pínula apunta al norte. **d)** Meta-areniscas y metapelitas subverticales con buzamiento al E, afectadas por la Faja de cizalla Río Guzmán en el perfil Río Cañada Honda, vista al norte. **e)** Pliegues cerrados de longitud de onda decimétrica en meta-areniscas y metapelitas del sector oriental del perfil Río Cañada Honda, indicando anticlinal al este, la maza apunta al oeste. **f)** Meta-arenisca y metaconglomerados subverticales, con S_0 y S_1 subparalelas, en el sector central del perfil Río Cañada Honda, vista al sur. **g)** Anticlinal de longitud de onda métrica en el flanco occidental del Anticlinal Puesto Mercau, vista al norte. **h)** Vista en planta de pliegue cerrado de longitud de onda métrica en las metapelitas del perfil Puesto Mercau, vista al sur. **i)** Pliegues longitud de onda centimétrica en las metapelitas del núcleo del Anticlinal Puesto Mercau, la lapicera apunta al oeste. Las flechas indican la polaridad de los estratos.

6.4.4. PERFILES ESTRUCTURALES SANTO DOMINGO

Comprenden los afloramientos de Santo Domingo (Figs. 6.5), 5 km al norte del perfil Puesto Mercau (Fig. 6.1). La estructura dominante es el braquisinclinal Santo Domingo, de longitud de onda kilométrica, con morfología cerrada y asimétrica e inmersión del eje al SO (von Gosen, 1998), Está conformado por pliegues menores, de longitud de onda métrica a decamétrica, apretados y con leve vergencia al E (Figs. 6.6a, b). Su asimetría se debe al mayor grado de plegamiento en el flanco occidental (Fig. 6.5b). En el núcleo del sinclinal aflora la pizarra Santo Domingo (Ortiz Suárez *et al.*, 1992), donde se reconocen distintos órdenes de plegamiento, con longitudes de onda centimétrica a métrica (Figs. 6.6c, d).

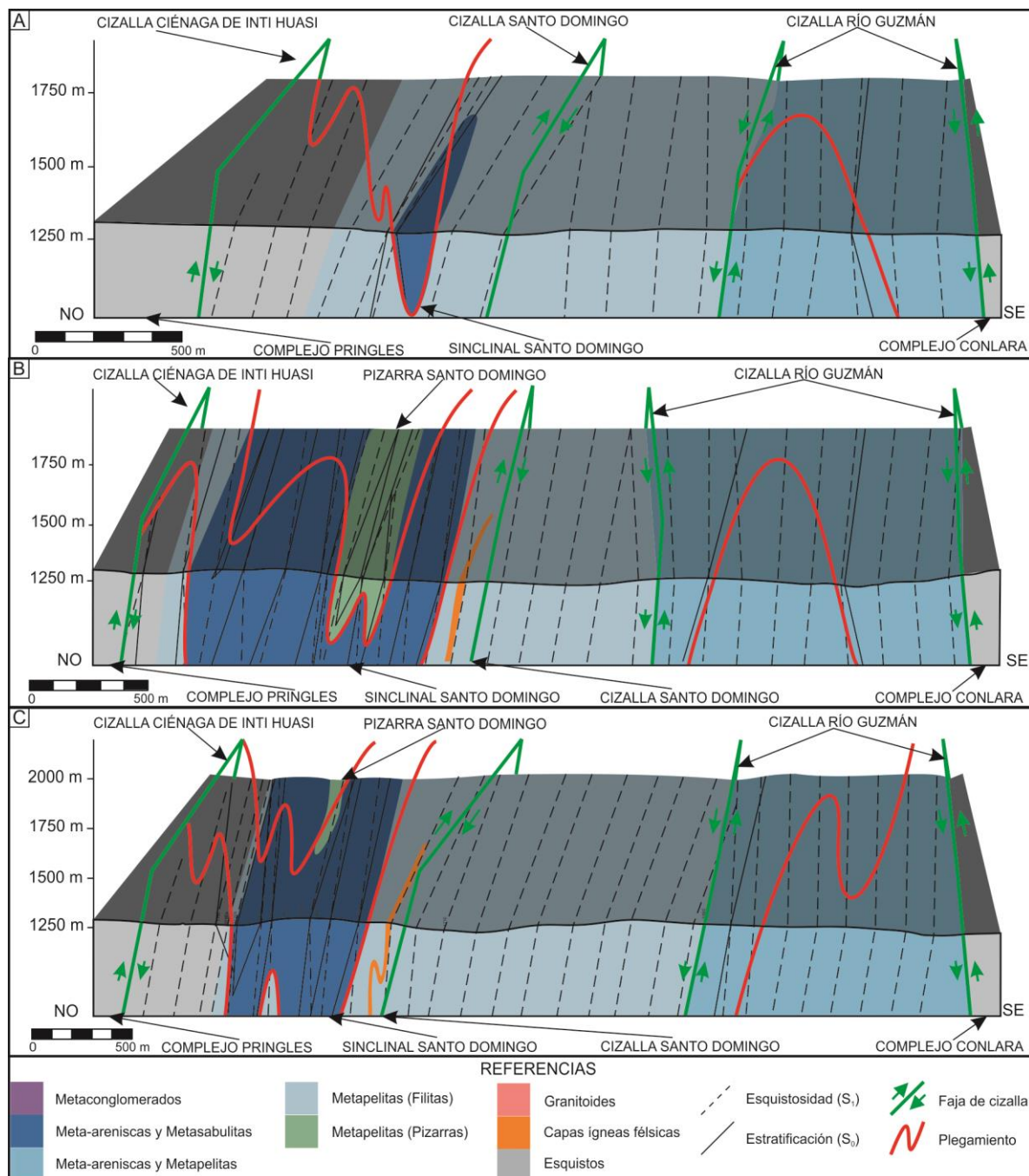


Figura 6.5: Perfiles estructurales de la faja Oriental. **a)** Santo Domingo Norte. **b)** Santo Domingo Centro. **c)** Santo Domingo Sur. Las escalas vertical y horizontal de cada perfil son iguales. Nótese los cambios de orientación de las estructuras a ambos lados de la Faja de cizalla Santo Domingo.

Los flancos se componen de meta-areniscas, metasabulitas y filitas. El cierre sur del sinclinal se puede reconocer en la sección Santo Domingo sur (Fig. 6.5c).

Se observa un adelgazamiento de las metapelitas entre los perfiles Puesto Mercau (Fig. 6.3c) y Santo Domingo (Figs. 6.5), que sumado al quiebre de la dirección dominante de las estructuras de NE a ENE, hacen suponer un desacople estructural entre ambos perfiles. Esto podría deberse a una faja de cizalla no mencionada en trabajos previos y que en este trabajo se ha denominado Santo Domingo. La misma comenzaría en el borde occidental de la faja, en el perfil Puesto Mercau y continuaría con sentido ENE al este del braquisinclinal Santo Domingo hasta unirse a la Faja de cizalla Río Guzmán en el contacto noreste de la faja (Fig. 6.1). No se han observado evidencias de esta faja de cizalla en el campo, debido a la granulometría y mineralogía de las metapelitas afectadas, que difícilmente registran este

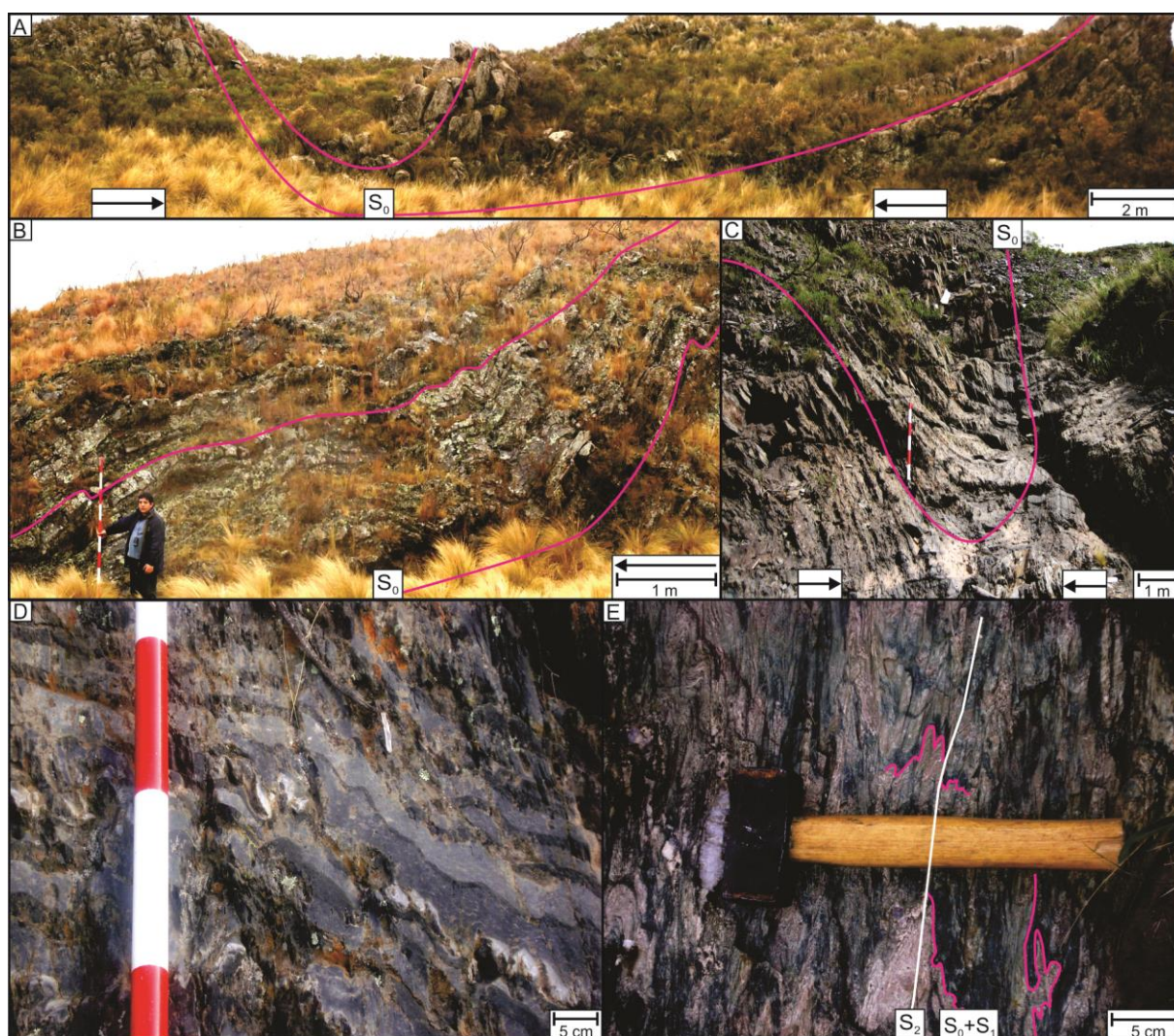


Figura 6.6: a) Sinclinal de longitud de onda decamétrica en meta-areniscas del flanco occidental del Sinclinal Santo Domingo, vista al norte. b) Pliegues de longitud de onda métrica en meta-areniscas del flanco oriental del Sinclinal Santo Domingo, vista al norte. c) Pliegues de longitud de onda métrica, en el núcleo del Sinclinal Santo Domingo, vista al sur. d) Pliegues de longitud de onda centimétrica en el núcleo del Sinclinal Santo Domingo. e) Pliegues de longitud de onda centimétrica, por crenulación de S_0 y S_1 , con generación de clivaje de crenulación (S_2), asociado a la faja de cizalla Ciénaga de Inti Huasi, en el borde oriental del perfil Santo Domingo. Las flechas indican la polaridad de los estratos.

tipo de deformaciones. Sin embargo, se puede inferir su presencia a partir de la observación en fotografías aéreas, de los cambios de dirección de las estructuras dominantes. La cizalla habría tenido un movimiento dextral, yuxtaponiendo el braquisinclinal Santo Domingo, que originalmente debió encontrarse al oeste del perfil Puesto Mercau.

El contacto occidental con el Complejo Metamórfico Pringles es controlado por la Faja de cizalla Ciénaga de Inti Huasi, la cual genera pliegues de crenulación (F_2) de longitudes de onda centimétrica a métrica y vergencia al O, con clivaje de crenulación (S_2) con buzamiento al E (von Gosen, 1998) (Fig. 6.6e). El contacto oriental con el Complejo Metamórfico Conlara es controlado por la Faja de cizalla Río Guzmán que mantiene su rumbo NE y se sobreimpone al plegamiento F_1 , al cual verticaliza y desplaza.

6.5. PERFILES ESTRUCTURALES DE LA FAJA OCCIDENTAL

La faja Occidental fue analizada de sur a norte, desde el río de la Quebrada Honda hasta Pampa de las Invernadas (Fig. 6.2), en los perfiles Quebrada Honda, Cerro Blanco, Puesto Gasparillo, La Carolina y Arroyo Curtiembre. El extremo sur de la faja Occidental no fue estudiado, pues los desacoples estructurales complejos descritos por Enríquez (2013) y Sallés (2013) hacen que esa región no sea útil para el análisis estratigráfico.

6.5.1. PERFIL ESTRUCTURAL QUEBRADA HONDA

Este perfil abarca los afloramientos del río de la Quebrada Honda (Fig. 6.7a), 2,5 km al sureste de la localidad de Pancanta (Fig. 6.2). Se reconoce una estructura antiforme de longitud de onda kilométrica, conformada por numerosos pliegues de orden mayor (Fig. 6.7a). El plegamiento es asimétrico, isoclinal a cerrado y levemente volcado con vergencia al SE (Fig. 6.8b), además presenta leve inmersión al NE (Fig. 6.8c). En la zona central y oriental del perfil el flanco corto y subvertical es el flanco oriental de los anticlinales (Fig. 6.8a), pero hacia el borde occidental de la faja la tendencia parece invertirse. Si bien las capas de rocas ígneas félsicas parecen seguir la morfología del plegamiento de las metasedimentitas, a partir de la observación de fotografías aéreas se han reconocido capas con rumbo oblicuo a la estratificación original, a las que se ha interpretado como diques.

El contacto occidental con el Complejo Metamórfico Nogolí es controlado por la sección sur de la faja de cizalla El Realito – Río de la Quebrada. El contacto oriental con el plutón La Escalerilla es controlado por la faja de cizalla Pancanta – La Carolina.

6.5.2. PERFILES ESTRUCTURALES CERRO BLANCO

Estos perfiles abarcan los afloramientos del sur y centro del Cerro Blanco (Figs. 6.7b, c), en la región media de la faja Occidental (Fig. 6.2). La estructura principal es el anticlinal Pancanta, cuyo eje se ubica 1 km al oeste del cerro Blanco (Figs. 6.7b, c) y se extiende con dirección NE hasta el norte del arroyo Curtiembre (Fig. 6.2). Tiene longitud de onda kilométrica, conformado por numerosos pliegues de orden mayor, con longitudes de onda decimétricas a hectométricas, de morfología asimétrica y cerrada, con leve vergencia al SE

(Figs. 6.8d, e, f) y leve inmersión del plano axial hacia el NE. En los planos de clivaje (S_1) se observa una lineación (L_1) de sericita y sombras de presión en Py , de orientación SSO e inclinación variable entre 45° y 75° , la cual indicaría la dirección de máximo esfuerzo durante el plegamiento F_1 .

En el flanco oriental del anticlinal principal afloran, de oeste a este, un potente banco de metasabulitas (Fig. 6.8d), el Metaconglomerado Cerro Blanco y la faja de metapelitas que se extiende hasta el arroyo Curtiembre. Estas litologías no se repiten en el

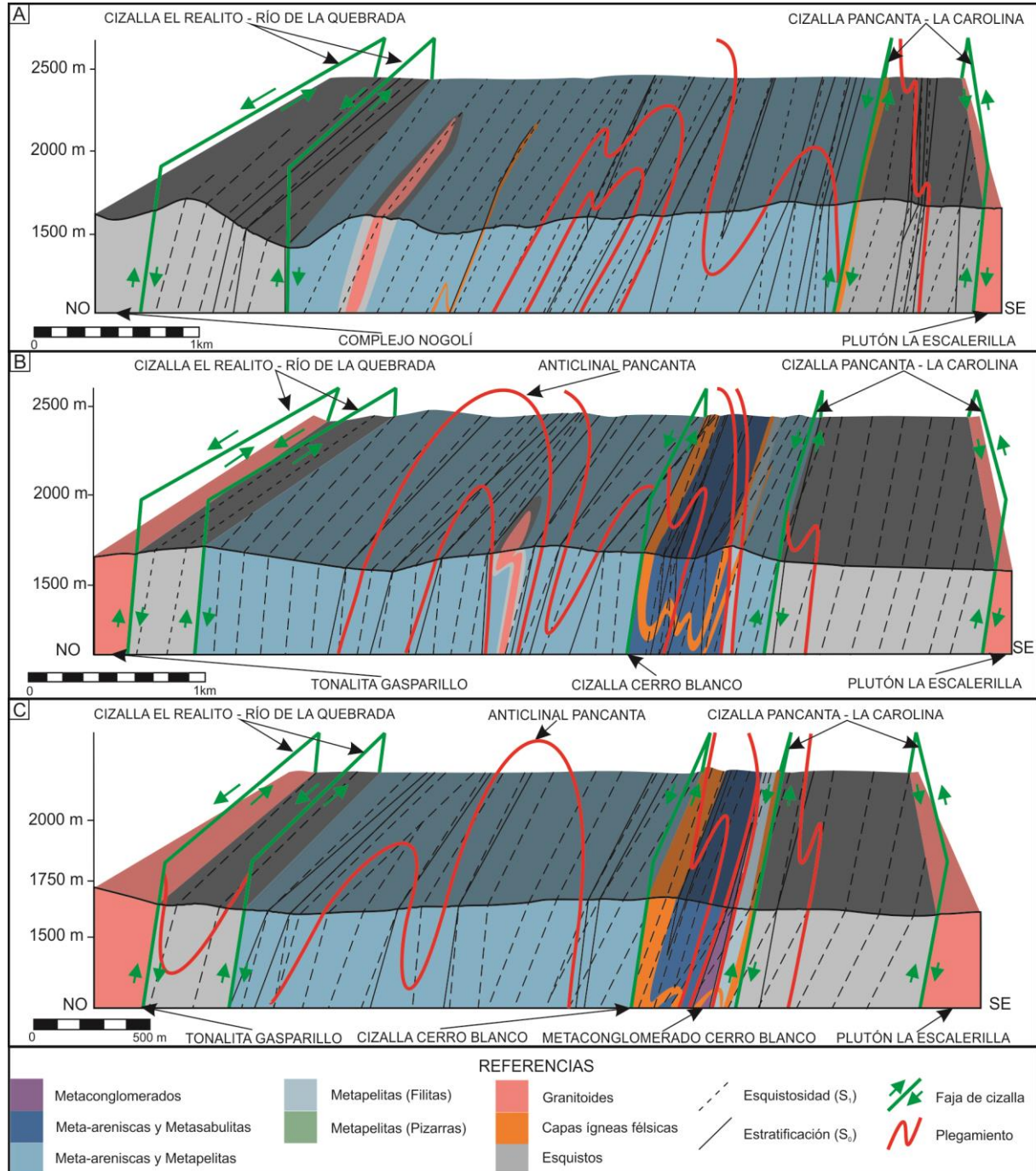


Figura 6.7: Perfiles estructurales de la faja Occidental. **a)** Quebrada Honda. **b)** Cerro Blanco Sur. **c)** Cerro Blanco. Las escalas vertical y horizontal de cada perfil son iguales. El cambio de vergencia del plegamiento entre los distintos perfiles y las variaciones de dirección de S_1 se deberían a la Faja de cizalla Cerro Blanco. Nótese la marcada discordancia entre el sinclinal formado por las capas de rocas ígneas félsicas metamorizadas y el anticlinal formado por las metasedimentitas, en la zona de Cerro Blanco.

flanco occidental, lo que se debería a cambios laterales de litofacies o a la presencia de una faja de cizalla no mencionada en trabajos previos y que en este trabajo se denomina Cerro Blanco (Fig. 6.2). Esta faja presentaría desplazamiento sinistral y se ubicaría en el borde oeste de la capa occidental de rocas ígneas félsicas con rumbo NE, desde el sur del cerro Blanco hasta cercanías del Puesto Gasparillo. Su presencia ha sido inferida mediante la observación en fotografías aéreas, de un cambio abrupto del rumbo de las superficies S_1 y S_0 desde ENE a NE, a partir de la capa occidental de rocas ígneas félsicas (Fig. 6.8f). Esta faja de cizalla estaría asociada con la disminución del ancho de la faja Occidental desde el cerro Blanco hacia el norte, acomodando las metasedimentitas cuando se intruyó la Tonalita Gasparillo al oeste de la Formación San Luis.

En el flanco oriental del anticlinal principal, las capas ígneas félsicas forman un sinclinal apretado y subvertical, de vergencia al SE, que no parece afectar a las metasedimentitas (von Gosen y Prozzi, 1996). Ambas estructuras son marcadamente discordantes, por lo que se interpreta a las capas ígneas como diques que cortarían la estratificación original.

El contacto occidental con la Tonalita Gasparillo está controlado por la sección norte de la Faja de cizalla El Realito – Río de la Quebrada. El contacto oriental con el Plutón La Escalerilla es controlado por la Faja de cizalla Pancanta – La Carolina.

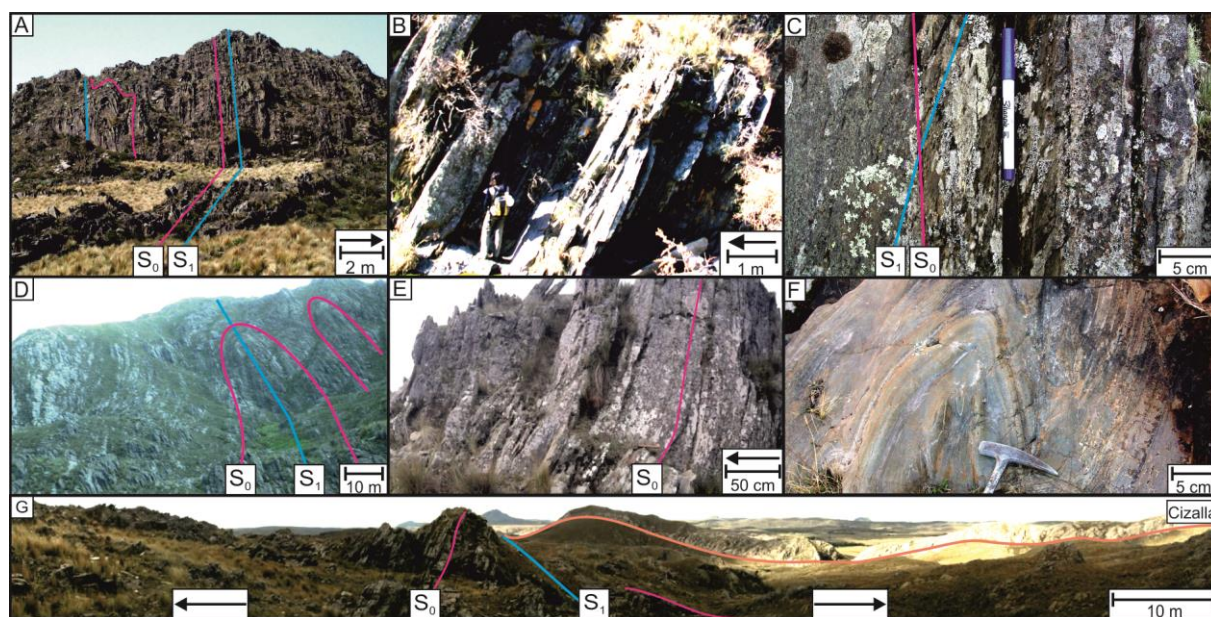


Figura 6.8: a) Estratos verticales en el flanco oriental de un anticlinal de longitud de onda hectométrica, en el borde oriental del perfil Quebrada Honda, vista al norte. b) Metapelitas y meta-areniscas buzando al oeste, en el flanco occidental de un anticlinal de longitud de onda hectométrica, en el perfil Quebrada Honda, vista al norte. c) Clivaje de plano axial (S_1) oblicuo a la estratificación (S_0) en meta-areniscas y metapelitas del perfil Quebrada Honda. d) Pliegues de longitud de onda decamétrica en metasabulitas del borde oriental del perfil Cerro Blanco, vista al sur. e) Meta-areniscas buzando al oeste, en el flanco occidental del anticlinal Pancanta en el perfil Cerro Blanco, vista al norte. f) Pliegue de longitud de onda decimétrica en meta-areniscas del borde occidental del perfil Cerro Blanco, vista al norte. g) Panorámica del perfil Cerro Blanco desde el eje del anticlinal Pancanta, mostrando la relación de corte de S_0 y S_1 contra la capa de roca ígnea félsica que marcaría la traza de la Faja de cizalla Cerro Blanco, vista al noreste. Las flechas indican la polaridad de los estratos.

6.5.3. PERFILES ESTRUCTURALES PUESTO GASPARILLO Y LA CAROLINA

Estos perfiles abarcan las afloramientos de Puesto Gasparillo (Fig. 6.9a) y La Carolina (Fig. 6.9b), en la región media de la faja Occidental, 2 km al norte del cerro Blanco (Fig. 6.2). En este sector la Formación San Luis se comprime hasta un ancho de 3 km, coincidiendo con el ancho máximo de la Tonalita Gasparillo que marca el borde occidental de la faja. El anticlinal Pancanta presenta las mismas características descritas en el perfil Cerro Blanco (apartado 6.5.1) (Fig. 6.10a, b) y con leve inmersión del plano axial hacia el NE. En su flanco oriental aflora la faja de metapelitas que se extiende desde el cerro Blanco hasta el arroyo Curtiembre y que no se repite en el flanco occidental, lo cual se interpreta como un acuñaamiento y/o cambios laterales de litofacies. Al oeste de Puesto Gasparillo, von Gosen y Prozzi (1996) registran un sinclinal paralelo al anticlinal Pancanta, con su flanco occidental volcado con vergencia al ESE. También reconocen sinclinales y anticlinales de orden mayor con inmersión abrupta al ONO en la aureola de contacto de la Tonalita Gasparillo, asociados al plegamiento F_1 .

La Faja de cizalla Cerro Blanco pierde identidad en este sector, ya que en fotografía aérea se observa que las lineaciones a ambos lados de la capa de roca ígnea félsica son paralelas. Sólo se observa una capa de rocas ígneas félsicas, aflorante en la faja de metapelitas, cerca del contacto con las meta-areniscas. Corresponde al flanco oriental del sinclinal de rocas ígneas descrito en el cerro Blanco. Su flanco occidental no se observa, pues se acuña y desaparece pocos cientos de metros al norte del cerro Blanco.

El contacto occidental con la Tonalita Gasparillo es controlado por la sección norte de la faja de cizalla El Realito – Río de la Quebrada. El contacto oriental con el Plutón La Escalerilla está controlado por la Faja de cizalla Pancanta – La Carolina, la cual corta y desplaza el flanco oriental del anticlinal Cerro Blanco en este sector.

6.5.4. PERFIL ESTRUCTURAL ARROYO CURTIEMBRE

Este perfil comprende los afloramientos entre el arroyo Curtiembre y Pampa de las Invernadas, en el norte de la faja Occidental (Figs. 6.2, 6.9c). La estructura principal es el anticlinal Pancanta, cuyo eje se encuentra en el medio de la subunidad de filitas (Fig. 6.9c). Presenta una morfología casi simétrica, cerrada, con leve vergencia al SE e inmersión del plano axial al NE (Figs. 6.10c). Tiene longitud de onda kilométrica y está conformado por numerosos pliegues de orden mayor, con longitudes de onda decimétricas a hectométricas. En el flanco oriental del anticlinal afloran de este a oeste, el Metaconglomerado Arroyo Curtiembre, un potente banco de metasabulitas (Fig. 6.10c) y las metapelitas que se extienden desde el cerro Blanco. Ninguna de estas litologías se repite en el flanco occidental, excepto por un pequeño afloramiento de metapelitas con clivaje de crenulación (Fig. 6.10d): lo que hace suponer la presencia de una faja de cizalla no mencionada en trabajos previos y a la que en este trabajo se denomina Arroyo Durazno (Figs. 6.2, 6.9c). La misma presentaría desplazamiento dextral y se ubicaría en el borde oeste de la capa

occidental de rocas ígneas félsicas, con rumbo NE desde la ruta provincial N°9 hasta 3 km al norte. Dicha faja de cizalla se infiere a partir de la observación en fotografías aéreas, de un cambio abrupto del rumbo de las superficies S_1 y S_0 que cortan en el borde de la capa occidental de rocas ígneas félsicas. Si bien en campo es posible reconocer este cambio de rumbo de las estructuras, la faja de cizalla no ha podido ser determinada.

En el Metaconglomerado Arroyo Curtiembre y en las metapelitas adyacentes a este, el plano de clivaje (S_1) se encuentra replegado generando una superficie de clivaje

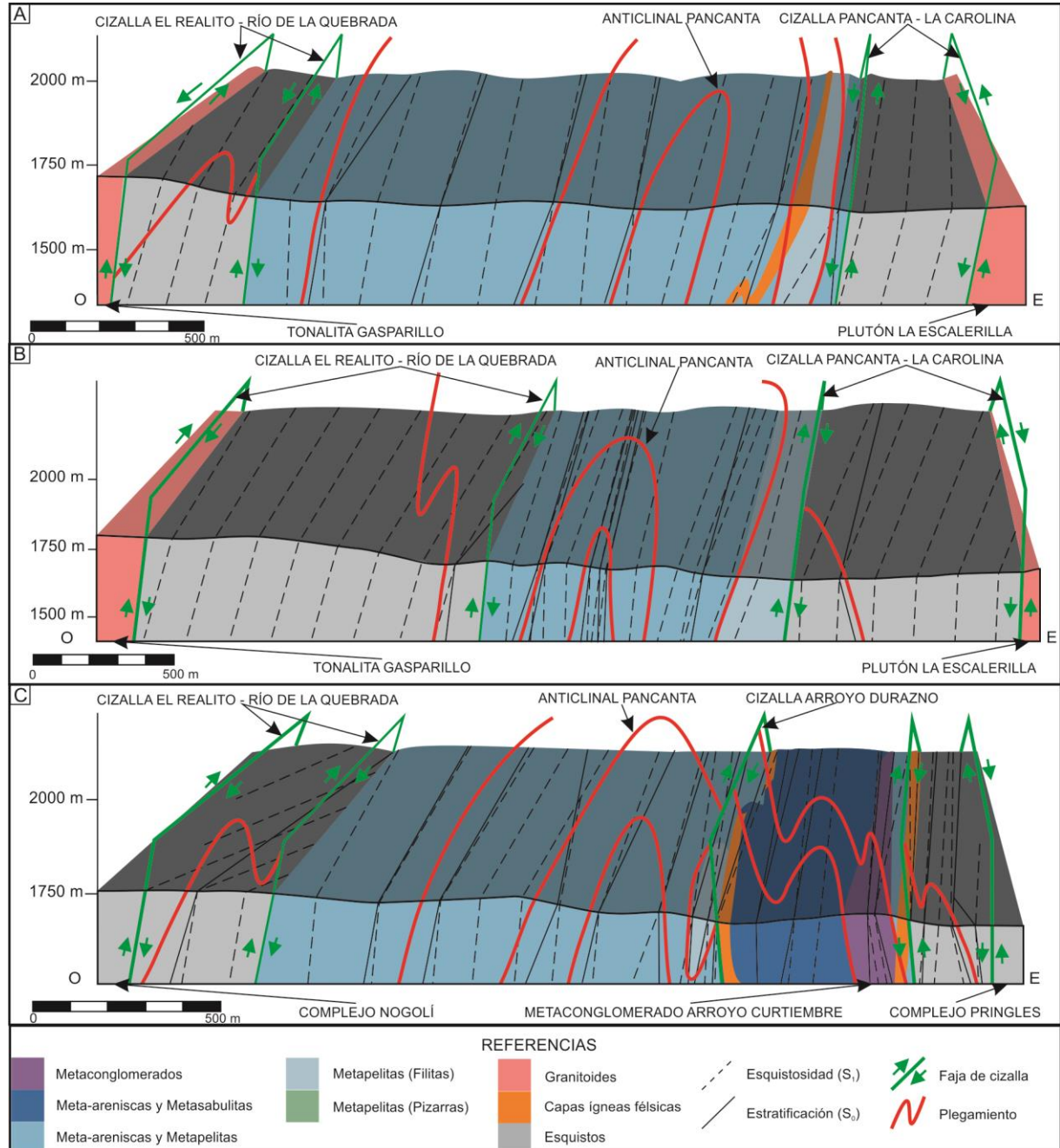


Figura 6.9: Perfiles estructurales de la faja Occidental. **a)** Puesto Gasparillo. **b)** La Carolina. **c)** Arroyo Curtiembre. Las escalas vertical y horizontal de cada perfil son iguales. Los cambios en el ancho de la faja y la geometría del plegamiento en los distintos perfiles estarían asociados con la intrusión de la Tonalita Gasparillo al oeste de la faja. La variación en las direcciones de S_1 se debería a la Faja de cizalla Arroyo Curtiembre. Nótese la marcada discordancia entre el sinclinal formado por las capas de rocas ígneas félsicas metamorizadas y el anticlinal formado por las metasedimentitas, en el perfil Arroyo Curtiembre.

de crenulación (S_2) de orientación NO (Fig. 6.10d) (Ortiz Suárez, 1999). Este clivaje S_2 ha sido reconocido también en la subunidad de esquistos.

Dentro del flanco oriental del anticlinal principal, las capas ígneas félsicas forman un sinclinal apretado y subvertical, de vergencia al SE, el cual no parece afectar a las metasedimentitas. Ambas estructuras son marcadamente discordantes, por lo que se interpreta que las capas ígneas serían diques que cortarían la estratificación original.

El contacto occidental con los intrusivos tonalíticos está controlado por la sección norte de la faja de cizalla El Realito – Río de la Quebrada. El contacto oriental con el Complejo Metamórfico Pringles es controlado por fajas de cizallas menores.

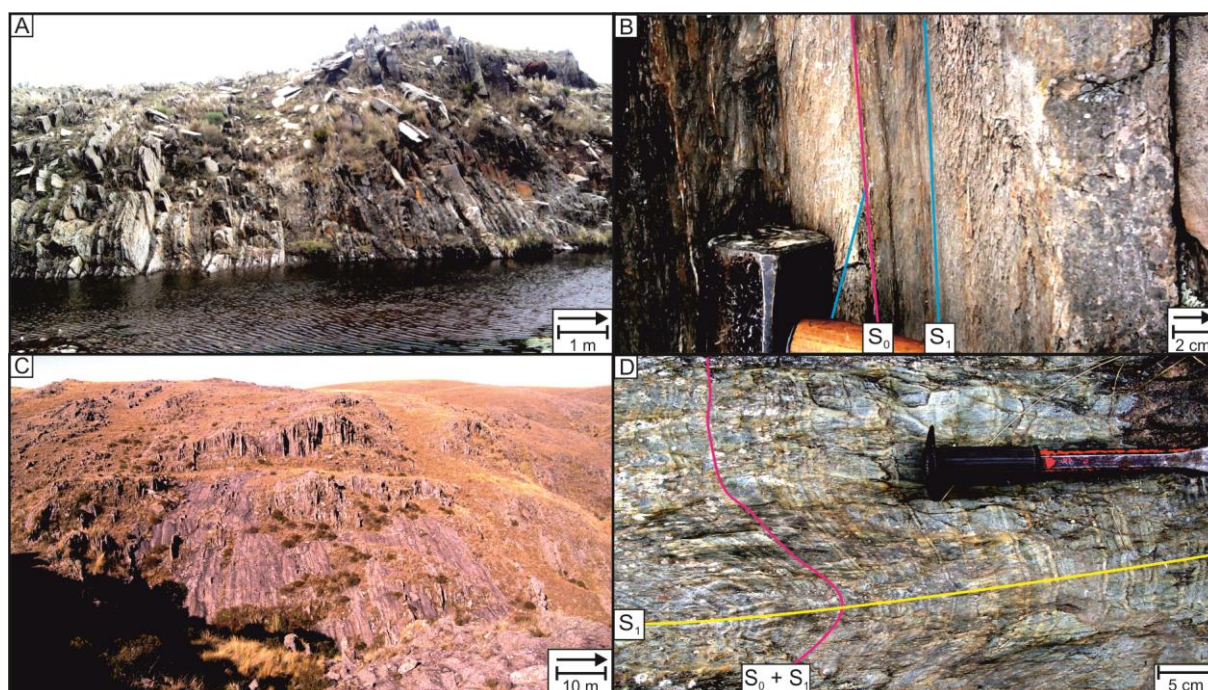


Figura 6.10: **a)** Estratos verticales en el flanco occidental de un anticlinal de longitud de onda hectométrica en el centro del perfil Puesto Gasparillo, vista al sur. **b)** Clivaje de plano axial (S_1) oblicuo a la estratificación sedimentaria (S_0) en meta-areniscas y metapelitas del perfil La Carolina indicando el flanco oriental de un anticlinal, maza apunta al oeste. **c)** Panorámica de las metasabulitas del perfil Arroyo Curtiembre, con estratos subverticales en el flanco occidental de un sinclinal de longitud de onda decamétrica, vista al norte. **d)** Vista en planta de pliegues de crenulación (S_2) de longitud de onda centimétrica en metapelitas desplazadas por la Faja de cizalla Arroyo Durazno, al oeste de la misma. Las flechas indican la polaridad de los estratos.

6.6. POTENCIA ORIGINAL Y GRADO DE ACORTAMIENTO

Dado que los pliegues están volcados y no se reconocen los límites originales, es difícil estimar la extensión y el espesor de la secuencia sedimentaria de la Formación San Luis previos a la deformación. Sin embargo, se han hecho estimaciones parciales.

En Puesto Gasparillo, von Gosen y Prozzi (1996) estimaron un acortamiento mínimo de 80% en sentido ONO – ESE, sugiriendo un ancho inicial de la faja sedimentaria de 20 km en ese sentido. Además, estimaron la potencia actual de la faja Occidental en 2.600 m, con un acortamiento perpendicular a la estratificación de 60%, medido a partir de la deformación de las capas de rocas félsicas aflorantes al sur del cerro Blanco. De este modo, postularon

una potencia original de 3.500 m, si bien estas estimaciones son conservadoras y no toman en cuenta la tasa de deformación interna de las rocas involucradas. Ortiz Suárez *et al.* (1992) estimaron un espesor de entre 1.000 y 2.000 m para la faja Oriental.

En un estudio más puntual, Ramos *et al.* (1996) analizaron la deformación de los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cañada Honda, a partir de la medición de clastos y su relación con las superficies deformacionales (S_1). Así, determinaron que en el Metaconglomerado Arroyo Curtiembre los clastos se encuentran estirados según S_1 , con un parámetro de deformación (R_s) de 3,0 y una asimetría de 4° al oeste de S_1 , interpretada como una orientación de clastos predeformacional (S_0). En el Metaconglomerado Cañada Honda los clastos se encuentran estirados según S_1 , con un parámetro de deformación (R_s) de 1.5 a 3.0 y un acortamiento de 50%.

A partir de los perfiles estructurales relevados, se realizaron secciones estratigráficas compuestas (anexo y capítulo 9), tomando en cuenta una serie de factores que aumentan o disminuyen el espesor medido en campo. Entre los factores más importantes se tuvo en cuenta el espesor de los estratos perpendicular a su contacto (S_0), el grado de repetición de los estratos debido a plegamientos de distinto orden y la presencia de fajas de cizalla internas que pueden yuxtaponer unidades que originalmente estuvieron superpuestas. A partir de estos datos, se calculó un espesor máximo sin descomprimir, de 1.700 m en la faja Occidental (Sección Cerro Blanco) y de 3.100 m en la faja Oriental, donde la Sección Puesto Mercau, de 2.500 m es la más potente.

6.7. POLARIDAD DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA

Los perfiles estructurales ayudaron a comprender los cambios de polaridad de distintos sectores de cada transecta, a partir de reconocer en qué flanco del pliegue se encuentra cada indicador de polaridad. Cabe destacar que todos los indicadores de polaridad reconocidos son litoestratigráficos y se observaron en campo.

En la faja Oriental se determinó que la polaridad principal es hacia el oeste. Esto puede observarse claramente en el Metaconglomerado Cañada Honda (Fig. 6.3b), donde las facies de vaques finas (Vf) cubren a las facies de paraconglomerados (Caa – Cac) de las asociaciones de facies II y III (AFII-III) indicando los techos de las asociaciones de facies hacia el oeste (apartados 7.1.2, 7.1.3, 8.2 y 8.3). Por otra parte, en Puesto Mercau (Fig. 6.3c) y Santo Domingo (Fig. 6.5) se observan canales de sabulitas gradadas (Sg) de la asociación de facies IV (AFIV), cuyas bases erosivas se observan hacia el este y oeste alternativamente (apartados 7.1.4 y 8.4), dado que se encuentran en ambos flancos de una sucesión de anticlinales y sinclinales de orden decamétrico

En la faja Occidental se determinó que la polaridad principal es hacia el este en su borde oriental y hacia el oeste en su borde occidental, dada la presencia del anticlinal Pancanta, cuyo eje se encuentra al medio de la faja (Figs. 6.7b, c y 6.9). La polaridad del borde oriental es claramente visible, dado que allí aflora el Metaconglomerado Arroyo

Curtiembre (Fig.6.9c) donde se observan *dropstones* en la facies de fangolitas guijarrosas laminadas (FGL) de la asociación de facies IX (AFIX) deformando la laminación planoparalela en su base e indicando el techo hacia el este (apartados 7.3.4 y 8.10). En cerro Blanco (Figs. 6.7b, c) y arroyo Curtiembre (Fig. 6.9c) se observan canales de sabulitas gradadas (Sg) de la asociación de facies IV (AFIV), con bases erosivas al oeste y techos al este, indicando la misma polaridad que el Metaconglomerado Arroyo Curtiembre (apartados 7.1.4 y 8.4). En el oeste de la faja Occidental, no se observaron indicadores claros de polaridad, sin embargo, se la pudo determinar mediante análisis estructural (Figs. 6.7 y 6.9).

CAPÍTULO 7 – DESCRIPCIÓN DE LITOFACIES

En este capítulo se describen las litofacies reconocidas en la Formación San Luis; atendiendo exclusivamente a sus características sedimentarias, tales como litología, textura, estructuras sedimentarias, espesor y geometría de los estratos (Bosellini, 1989). Se reconocieron once litofacies que fueron codificadas con una o dos letras mayúsculas en referencia a la litología, seguida de una o dos letras minúsculas en referencia a texturas y estructuras primarias.

Es necesario recordar que la Formación San Luis presenta un grado metamórfico bajo y un grado de deformación importante, con al menos una generación de plegamiento apretado y la sobreimpresión por parte de fajas de cizallas dúctiles (capítulos 5 y 6). Por lo tanto, los rasgos sedimentarios originales de los depósitos se ven parcialmente obliterados, lo que constituye una limitante al momento de su análisis. Los rasgos más difíciles de analizar y menos fiables en el proceso de interpretación, son los texturales y mineralógicos; la matriz muestra claros signos de recrystalización y los minerales, en especial los comprendidos originalmente en el rango fango – arena fina, en gran parte son de origen metamórfico, tal como lo atestigua el análisis al microscopio óptico. El color de las rocas, que varía entre gris verdoso y gris azulado, también es un rasgo asociado a la presencia de minerales de génesis metamórfica. No obstante, características tales como la litología y textura de la fracción clástica más gruesa, las estructuras sedimentarias, la geometría y el espesor de los cuerpos han sido preservadas y permiten estudiar el protolito mediante la aplicación de la metodología estándar de estudio de rocas sedimentarias en el marco conceptual del análisis de facies (Reading, 1996). Se relevaron 7.900 m de metasedimentitas en el campo. Las facies reconocidas fueron agrupadas según su granulometría dominante, en facies de Conglomerados, de Areniscas y de Fangolitas. El detalle de la metodología aplicada puede leerse en los apartados 2.2 a 2.4. Los rasgos petrológicos de cada facies se detallan en la tabla 7.1

Las litofacies psefíticas (apartado 7.1) del Metaconglomerado Cañada Honda (apartado 5.2.4) pueden ser clasificadas descriptivamente como tilloides (Blackwelder, 1931) o diamictitas (Flint *et al.*, 1960). También pueden ser clasificadas genéticamente como paraconglomerados del tipo tilloides marinos (Pettijohn, 1957) o debritas (Einsele, 1992; Stow y Mayall, 2000).

Las litofacies psefíticas de los metaconglomerados Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre (apartado 5.2.4) pueden ser clasificadas descriptivamente como tilloides o diamictitas. También pueden ser clasificadas genéticamente como paraconglomerados de matriz laminada (Pettijohn, 1957) o fangolitas guijosas laminadas (Crowell, 1957). Sin embargo, en este trabajo se las incluye como pelitas impuras (apartados 7.3.4 y 7.3.5), pues predomina la fracción pelítica sobre la psefítica y sus procesos de sedimentación se asemejan más a los procesos formadores de pelitas que a los propios de conglomerados.

GRANULOMETRÍA	FÁCIES	TEXTURA METAMÓRFICA	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA – LITOLÓGICA		
Conglomerados	Paraconglomerado con matriz fangosa masivo (Cfm)	Blastoruditica	E	D	Cuarcitas de textura poligonal – Qtz
				S	Filitas masivas
			M	D	Ms – Chl
				S	Qtz
				A	Zr – Tur
	Paraconglomerado con matriz arenofangosa, fábrica abierta (Caa) y cerrada (Cac)		E	D	Cuarcitas de textura poligonal
				S	Filitas masivas
			M	D	Filitas masivas – Cuarcitas de textura poligonal – Qtz
				S	Ms – Chl
				A	Pl – Kf – Zr – Tur – Py
	Sabulita con gradación normal (Sg)		E	D	Cuarcitas de textura poligonal – Qtz
				S	Filitas masivas
			M	D	Qtz – Ms – Chl
				A	Zr – Tur – Pl – Kf
Areniscas	Vaque gruesa (Vg)	E	D	Cuarcitas de textura poligonal – Qtz	
			A	Pl – Kf – Zr – Tur – Py – Clastos de Granitoide	
		M	D	Qtz – Ms – Chl	
			A	Bt – Pl – Kf	
	Vaque fina (Vf)	E	D	Filitas masivas – Cuarcitas de textura poligonal – Qtz	
			A	Pl – Kf – Zr – Tur – Py	
		M	Qtz – Ms – Chl		
		Fangolitas	Fangolita masiva (Fm) y laminada (Fl)	Lépidogranoblástica	D
S					Chl – Bt
A					Cuarcitas de textura poligonal– Pl – Kf – Zr – Tur – Py
Fangolita carbonosa laminada (Fcl)	Lepidoblástica con blastolaminación		D		Ms - Gr
			S		Qtz
			A		Bt – Pl – Kf
Fangolita guijarrosa laminada (FGl)	Blastoruditica con matriz granolepidoblástica		E	D	Cuarcitas de textura poligonal
				S	Cuarcitas micáceas – Qtz
			M	D	Qtz – Ms – Chl
				S	Cuarcitas de textura poligonal
				A	Bt – Pl – Kf – Zr – Py

Tabla 7.1. Características complementarias de texturas y composiciones mineralógicas–litológicas de las litofacies reconocidas en la Formación San Luis. Referencias: E: esqueleto; M: matriz; D: componentes predominantes; S: componentes secundarios; A: componentes accesorios. Las abreviaturas minerales corresponden a las propuestas por Whitney y Evans (2010).

Las meta-areniscas (apartado 5.2.3) presentan más del 15% de matriz, por lo tanto se las ha clasificado como grauvacas (Pettijohn, 1957) o *wackes* (Dott, 1964; modificado por Pettijohn *et al.*, 1987) con distintas granulometrías (apartado 7.2). Estas litofacies habrían sido transportadas y depositadas por flujos turbidíticos de velocidades y densidades

variables, pero siempre más diluidos y fluidos que los flujos de detritos asociados con la depositación de las debritas.

Las filitas y pizarras (apartado 5.2.1 y 5.2.2) tienen una granulometría menor a 62 μm , por lo que han sido clasificadas genéricamente como pelitas o fangolitas (Spears, 1980; Scasso y Limarino, 1997). No se han podido diferenciar limolitas de arcilitas, si bien la mayor presencia de minerales micáceos de origen metamórfico estaría indicando mayor cantidad de argilominerales en el protolito. Se pudo diferenciar a estas fangolitas en función de su estructura sedimentaria, en masivas (apartado 7.3.1) y laminadas (apartado 7.3.2 y 7.3.3); clasificándose estas últimas como lutitas (Spears, 1980).

Para la interpretación de los procesos de transporte y acumulación de cada facies se tuvo en cuenta principalmente la propuesta de Mutti (1992) y en casos específicos los modelos de Lowe (1982) y Bennett y Glasser (2009), entre otros. La metodología de análisis de facies propuesta por Mutti (1992) es concreta y sencilla de aplicar, pues permite relacionar los cortejos de facies donde cada litofacies se ubica en una posición predecible, si bien el cortejo es variable en función de varios factores.

7.1. CONGLOMERADOS

7.1.1. PARACONGLOMERADO CON MATRIZ FANGOSA MASIVO (Cfm)

Esta facies corresponde a paraconglomerados de gravas y bloques, predominantemente matriz sostén y de estructura masiva (Fig. 7.1). El esqueleto ocupa menos del 30% de la roca, se compone por una moda principal de guijarros (3 a 4 cm) y otra secundaria de bloques (40 cm), con tamaño máximo de 50 cm y contornos subredondeados a subangulosos. La matriz ocupa más del 70% de la roca y es fangosa, con cantidades subordinadas de arena (Figs. 7.1b, c). Si bien su fábrica es desorganizada, se observa una tendencia de los clastos a ubicarse con sus ejes mayores paralelos o subparalelos con las superficies S_0 y S_1 . (Fig. 7.1b). Esta facies se dispone en estratos de espesor decimétrico y bases irregulares, que se encuentran amalgamados o intercalados con bancos de fangolitas masivas (Fm) de espesor decimétrico (Fig. 7.1a).

Se interpreta que esta facies habría sido transportada por flujos de detritos subácueos, cohesivos, densos, con reología plástica y baja eficiencia, donde los clastos fueron sustentados por flotación y cohesividad de la matriz arcilla-agua, cuya alta concentración aumenta la viscosidad, inhibe la turbulencia y favorece el flujo laminar (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). La depositación se habría producido en masa por congelamiento cohesivo (Lowe, 1982). La fábrica caótica del depósito refleja la posición en que cada clasto viajaba atrapado por la abundante matriz cohesiva que impedía su movimiento individual. Se considera que las bases serían originalmente netas y no erosivas, la presencia de bases irregulares se atribuye al efecto de la deformación dúctil sobre materiales con distinta competencia. Esta facies correspondería a F1 del modelo de facies de Mutti (1992).

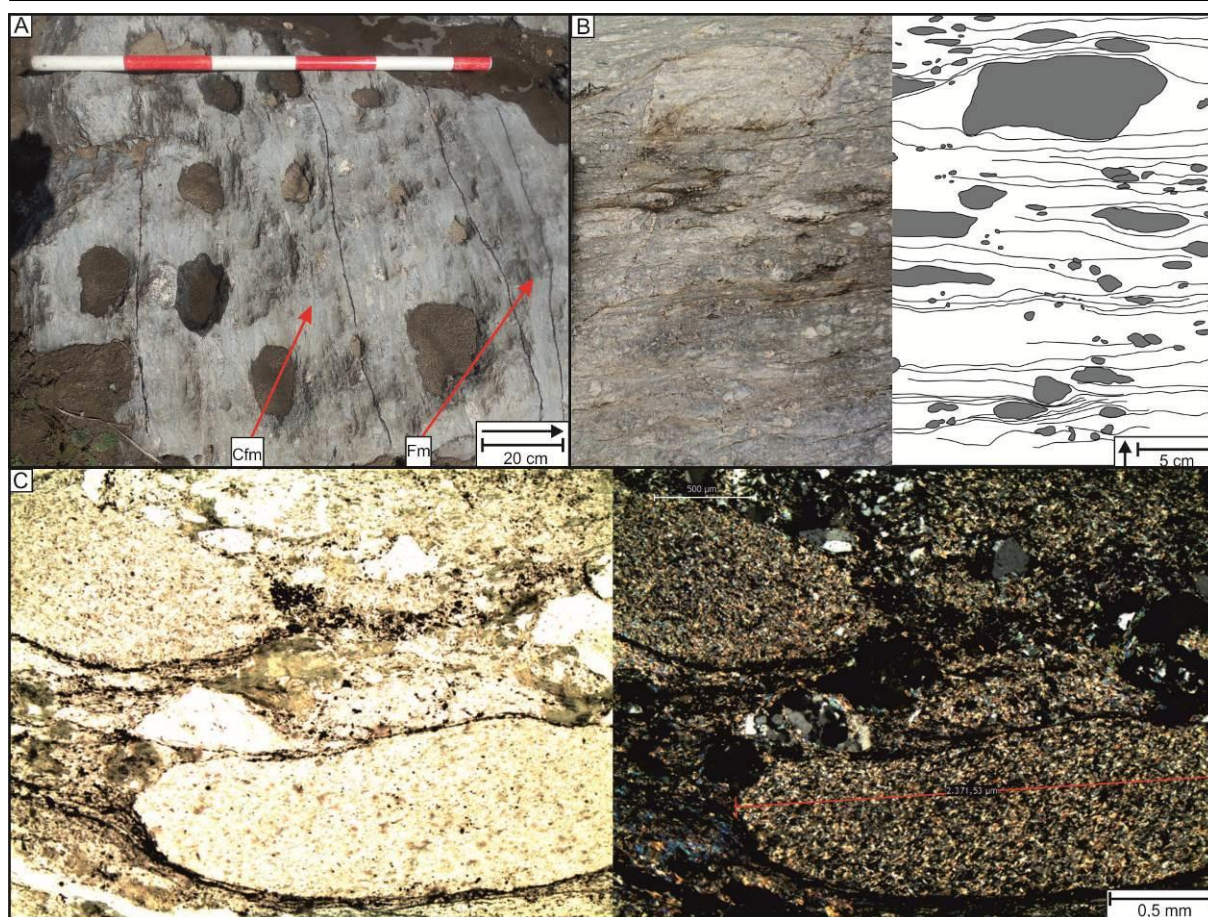


Figura 7.1. Facies de paraconglomerado masivo con matriz fangosa (Cfm), característico del intervalo inferior del Metaconglomerado Cañada Honda. **a)** Vista de estratofábrica. **b)** Detalle de la matriz y la fracción gránulo a guijarro, fotografía de campo (izquierda) y esquema (derecha). **c)** Corte delgado de clastos de filita sericitica y granos de cuarzo en matriz fangosa, nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican la polaridad de los estratos.

7.1.2. PARACONGLOMERADO CON MATRIZ ARENOFANGOSA Y FÁBRICA ABIERTA (Caa)

Esta facies consiste en paraconglomerados polimícticos masivos, matriz sostén y de fábrica abierta (Fig. 7.2). El esqueleto ocupa hasta un 40% de la roca y presenta una moda de guijarros a guijones (3 a 10 cm), con un tamaño máximo de 35 cm y contornos subredondeados a subangulosos (Fig. 7.2b). En la matriz predominan arenas finas a gruesas sobre el fango (Fig. 7.2c). Si bien su fábrica es desorganizada, se observa una tendencia de los clastos a ubicarse con sus ejes mayores paralelos o subparalelos con las superficies S_0 y S_1 . Esta facies se dispone en estratos de geometría aparentemente tabular, con espesor decimétrico. Las bases son levemente erosivas a netas, mientras que en los techos se observan amalgamas, o bien transición hacia niveles de vaques finas (Vf).

Esta facies habría sido transportada por flujos hiperconcentrados no cohesivos, de comportamiento no newtoniano, reología plástica a fluida y régimen supercrítico, donde los clastos fueron sustentados, en parte, por flotación en un flujo laminar que atrapa agua intersticial a sobrepresión (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). La deposición se habría producido por congelamiento friccional. La ausencia de superficies basales erosivas de importancia es atribuida al mecanismo de hidropelaje que, si bien no es común, puede

ocurrir en estos flujos (Mohrig *et al.*, 1998). La tendencia de los clastos a ubicarse paralelos a las superficies S_0 y S_1 debe interpretarse con cuidado, pues podría ser efecto de la deformación dúctil (Ramos *et al.*, 1996). Esta facies correspondería a F2 del modelo de facies de Mutti (1992).

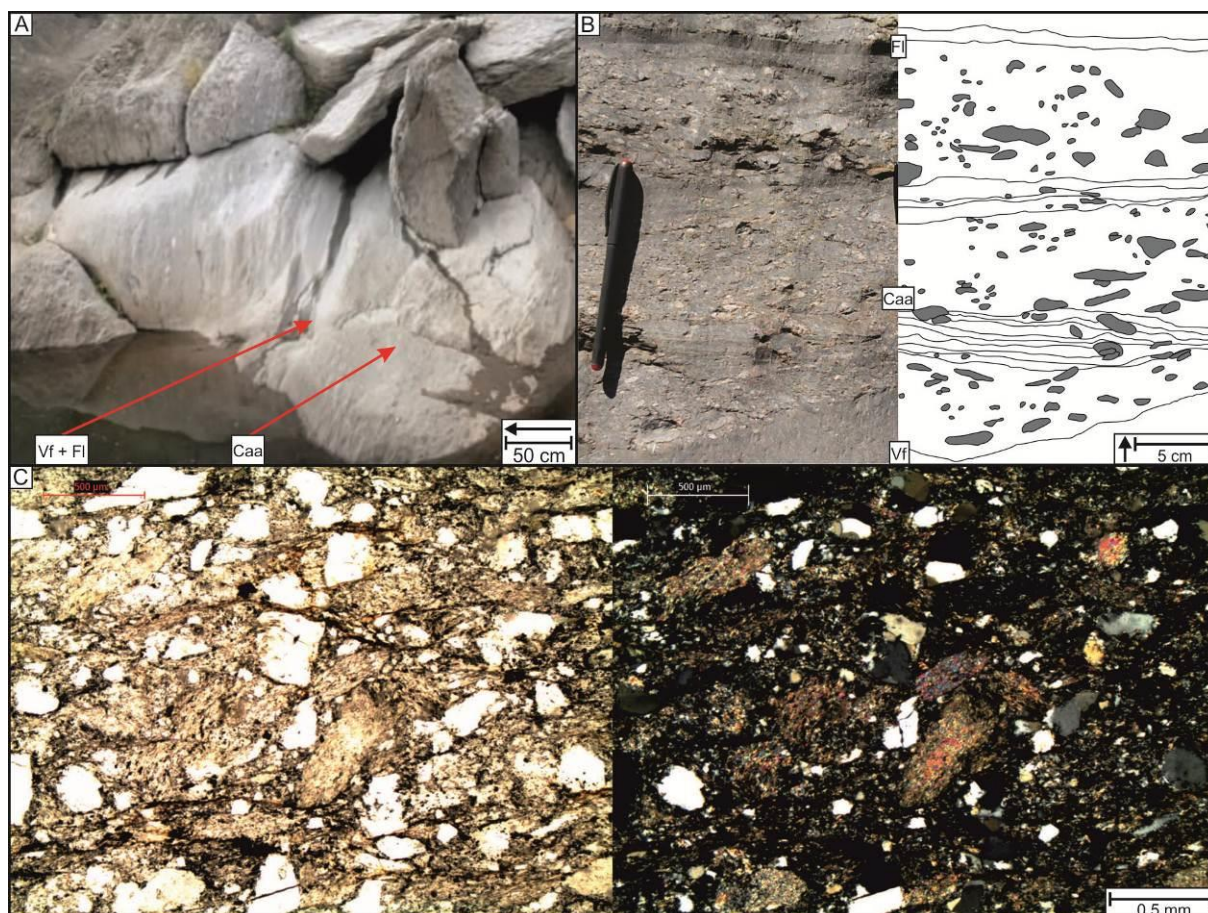


Figura 7.2. Facies de paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica abierta (Caa), en el intervalo superior del Metaconglomerado Cañada Honda. **a)** Vista de estratofábrica. **b)** Detalle de clastos flotantes subparalelos a la laminación primaria (S_0) y metamórfica (S_1); fotografía de campo (izquierda) y esquema (derecha). **c)** Corte delgado de la matriz areno-fangosa, con granos de arena mediana y fina, compuestos de filita sericítica y cuarzo monocristalino; nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican la polaridad de los estratos.

7.1.3. PARACONGLOMERADO CON MATRIZ ARENOFANGOSA Y FÁBRICA CERRADA (CAC)

Esta facies consiste en paraconglomerados polimícticos, matriz a clasto-sostén, de fábrica semicerrada a cerrada (Fig. 7.3). El esqueleto ocupa hasta el 75% de la roca y presenta una moda de guijarros a guijones (3 a 10 cm), con un tamaño máximo de 45 cm y contornos subredondeados a subangulosos (Fig. 7.3b). En la matriz predominan las arenas finas a gruesas sobre el fango. Esta facies presenta fábrica parcialmente organizada, con los clastos ubicados con sus ejes mayores paralelos a subparalelos con las superficies S_0 y S_1 ; gradación inversa en los primeros 5 a 10 cm de algunos estratos y clastos de 5 a 20 cm protruyendo el techo de los estratos (Fig. 7.3c). Los clastos presentan sus ejes mayores paralelos a subparalelos con las superficies S_0 y S_1 . Se dispone en estratos de geometría

aparentemente tabular, con espesor decimétrico a métrico (Fig. 7.3a). Las bases son erosivas, mientras que los techos se observan amalgamados, o bien transicionales a niveles delgados de vaques finas (Vf).

Esta facies habría sido transportada por flujos hiperconcentrados no cohesivos similares a los descritos para la facies Caa, pero la depositación se habría producido por segregación gradual debido a dilución del flujo. La gradación inversa en la base de algunos litosomas se debería a un aumento de velocidades hacia arriba causado por presión dispersiva en la base de flujos con alta concentración de partículas (Sanders, 1965). Esto inhibe el flujo turbulento en favor del flujo laminar y propicia la alineación horizontal de los clastos, paralela a S_0 (Mulder y Alexander, 2001). Sin embargo, tal ordenamiento de clastos debe interpretarse con cuidado, pues podría ser efecto de la deformación dúctil (Ramos *et al.*, 1996). Esta facies correspondería a F3 del modelo de facies de Mutti (1992).



Figura 7.3. Facies de paraconglomerado con matriz arenofangosa y fábrica cerrada (Cac), en el intervalo superior del Metaconglomerado Cañada Honda. **a)** Vista de estratofábrica. **b)** Detalle de la fábrica cerrada, con clastos subparalelos a la laminación primaria (S_0) y metamórfica (S_1). **c)** Clasto de 11 cm protruyendo en el techo del litosoma. Las flechas indican la polaridad de los estratos.

7.1.4. SABULITA CON GRADACIÓN NORMAL (S_g)

Esta facies consiste en sabulitas matriz a clasto-sostén con gradación normal, si bien pueden presentarse ocasionalmente masivas (Fig.7.4). El esqueleto ocupa del 60 al 80% de la roca y se compone de una moda de gránulos a guijas en la base y una moda de arenas gruesas en el techo (Fig.7.4c), todas con contornos subredondeados a subangulosos. La

matriz ocupa 40 a 20% de la roca y es fangoarenosa (Fig.7.4d). Se presenta en estratos amalgamados de geometría lenticular, espesor decimétrico y bases erosivas (Figs.7.4a, b). Es el principal indicador de polaridad dentro de la Formación San Luis. En la faja Oriental indican el techo del Metaconglomerado Cañada Honda hacia el oeste, mientras que en la faja Occidental indican el techo de las metasabulitas infrayacentes a los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco hacia el este.

Se interpreta que esta facies habría sido transportada por corrientes de comportamiento variable entre flujos hiperconcentrados y flujos turbidíticos gravo-arenosos de alta densidad, de régimen desacelerante desde supercrítico a crítico. Las superficies erosivas basales se habrían generado durante la fase de régimen supercrítico inicial. La gradación normal se habría producido por segregación gradual de las partículas más gruesas en láminas de menor velocidad ubicadas en la base del flujo (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). La desaceleración del flujo inhibe progresivamente los mecanismos de sustentación hasta que el flujo colapsa y deposita rápidamente su carga suspensiva. Esta facies sería equivalente a S1 y S3 del esquema de facies de Lowe (1982) y presenta características comunes a F4 y F5 del modelo de facies de Mutti (1992).

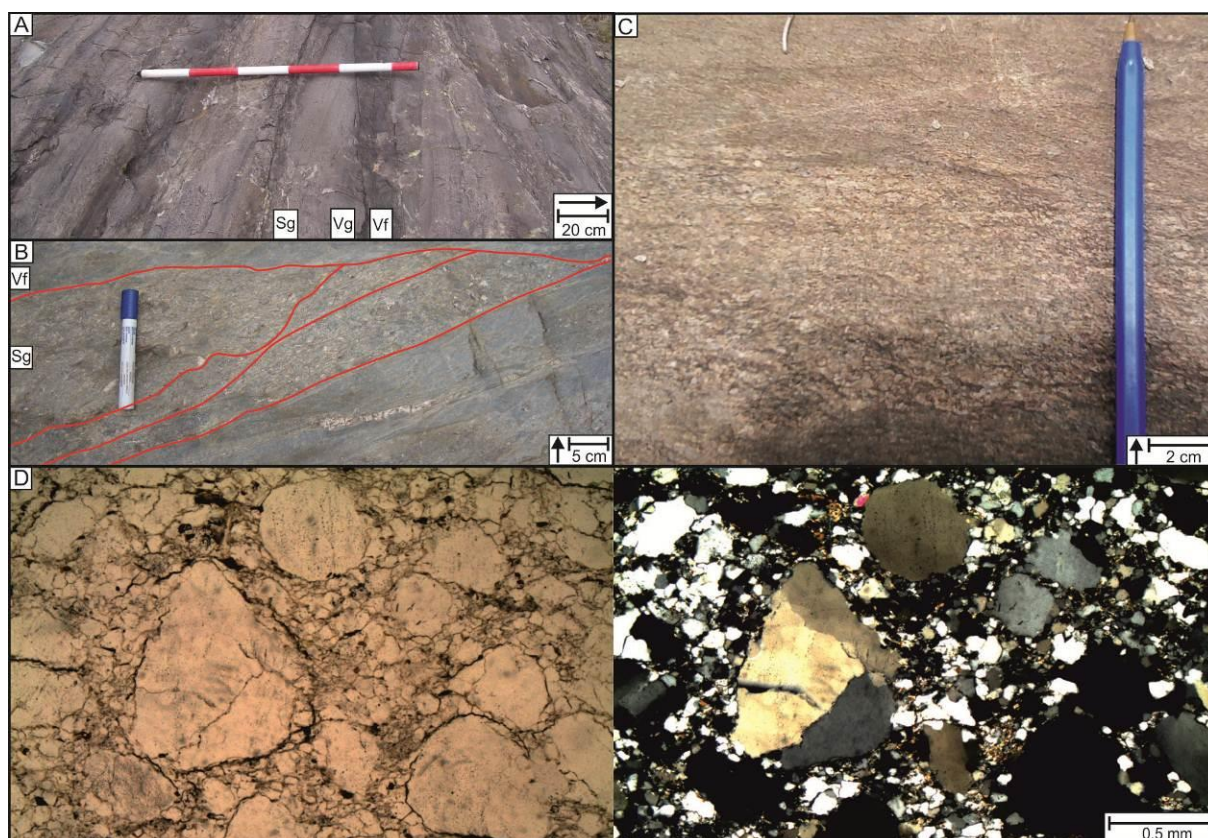


Figura 7.4. Facies de sabulita con gradación normal (Sg). **a)** Vista de la estratofábrica lenticular en Arroyo Curtiembre. **b)** Detalle de estratos lenticulares amalgamados de la litofacies Sg (resaltados en rojo) en el Metaconglomerado Cañada Honda. **c)** Detalle de la gradación normal. **d)** Corte delgado de la matriz fangosa con granos de arena gruesa a mediana, compuestos de cuarcita y cuarzo monocristalino; vista a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican la polaridad de los estratos.

7.2. ARENISCAS

7.2.1. VAQUE GRUESA (Vg)

Esta facies consiste en vaques masivas (Fig. 7.5), con 80% de esqueleto, compuesto predominantemente por arenas gruesas a medianas y 20% de matriz fangosa (Fig. 7.5c). Se presenta en estratos de geometría lenticular con extensión variable y espesor centimétrico a decimétrico (Figs. 7.5a, b). Sus bases son leve a fuertemente erosivas y comúnmente amalgamadas (Fig. 7.5b), aunque también se observan bases transicionales desde la facies Sg (Fig. 7.4a).

Se interpreta que esta facies habría sido transportada por flujos turbidíticos gravo-arenosos de alta densidad. Su depositación se habría producido relativamente rápido como consecuencia de un salto hidráulico entre un flujo supercrítico y uno subcrítico (Mutti, 1992). Esta facies presenta similitudes con F6 del modelo de facies de Mutti (1992).

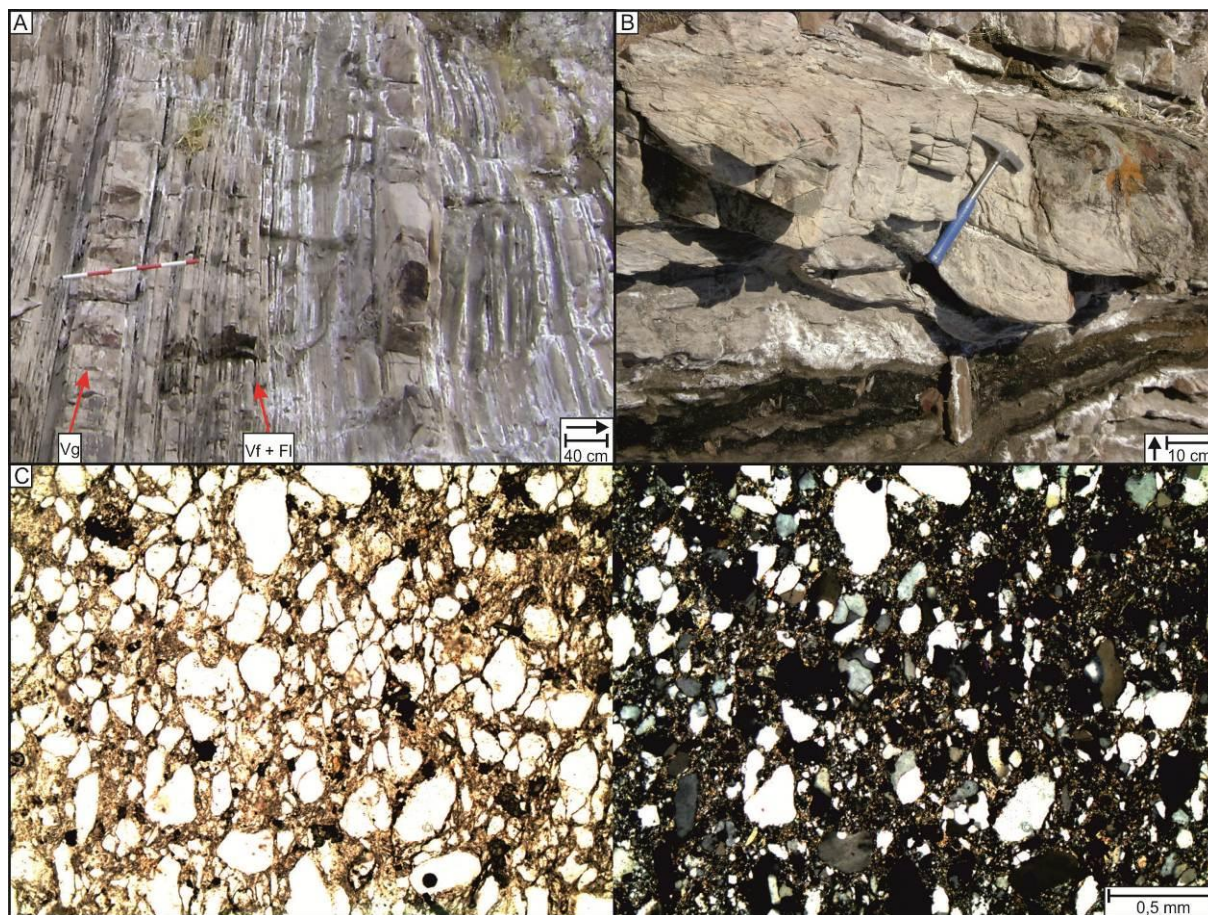


Figura 7.5. Facies de vaque gruesa masiva (Vg). **a)** Vista de estratofábrica en Río Quinto. **b)** Detalle de estrato lenticular con base fuertemente erosiva y estructura masiva. **c)** Corte delgado de matriz fangosa con granos de arena gruesa, de composición predominantemente cuarzosa; nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican la polaridad de los estratos.

7.2.2. VAQUE FINA (Vf)

Esta facies consiste en vaques (Fig. 7.6) con un 60 a 80% de esqueleto, compuesto por arenas finas y un 40 a 20% de matriz fangosa (Fig. 7.6e). Su estructura es masiva (Fig. 7.6c), pero ocasionalmente presenta laminación horizontal y cruzada (Figs. 7.6d). Se

presenta en estratos tabulares de espesor centimétrico con bases netas (Fig. 7.6a), levemente erosivas o transicionales desde las facies Cac, Caa, Sg y Vg (Fig. 7.6c).

Se interpreta que esta facies habría sido transportada en una nube turbulenta bajo un régimen subcrítico y de comportamiento variable, entre flujo de detritos de baja densidad y flujo de turbidez (Mutti, 1992). Tales flujos podrían corresponder, según el caso, a remanentes suspendidos sobre los flujos hiperconcentrados o bien a flujos turbidíticos distales. Esta facies se habría depositado por colapso ante la desaceleración de los flujos basales responsables de su sustentación, o bien por mecanismos de tracción – decantación. Esta facies presenta características comunes a F8 y F9 del modelo de facies de Mutti (1992) y posiblemente englobe a Tb-c de la Secuencia de Bouma (1962).

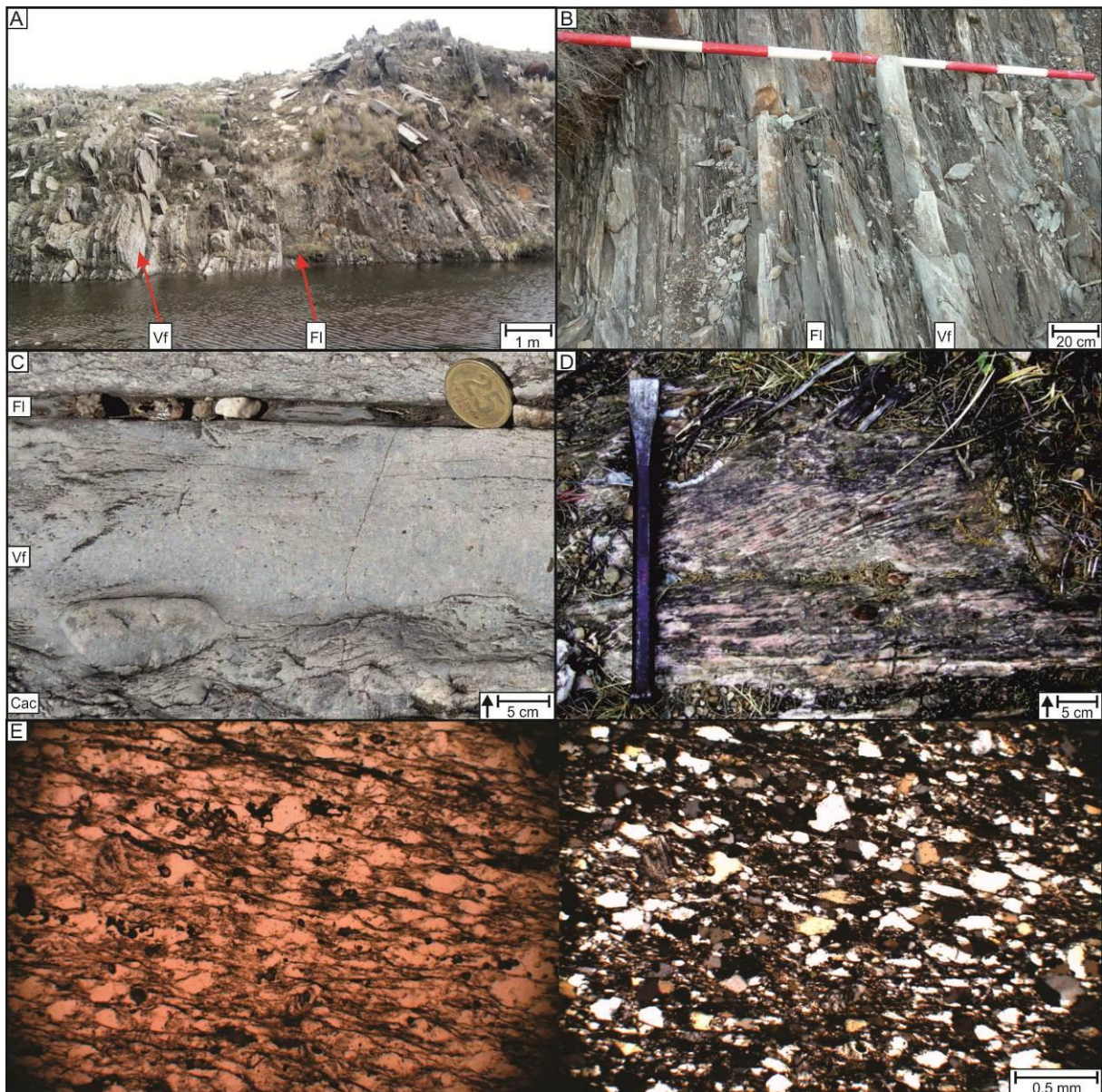


Figura 7.6. Facies de vaque fina (Vf). **a)** Vista de estratofábrica al norte del Cerro Blanco. **b)** Detalle de las facies de vaque fina (Vf) y fangolita laminada (Fl) en Arroyo Curtiembre. **c)** Detalle de estructura masiva, transicional desde facies Cac, en el intervalo superior del Metaconglomerado Cañada Honda. **d)** Detalle de laminación horizontal y cruzada. **e)** Corte delgado de vaque fina masiva, levemente orientada por efecto del metamorfismo (S_1); nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican la polaridad de los estratos.

7.3. FANGOLITAS

7.3.1. FANGOLITA MASIVA (Fm)

Esta facies consiste en fangolitas masivas (Fig. 7.7) de composición similar a la matriz de la facies Cfm (Figs. 7.7b, c). Se dispone en capas irregulares de espesor centimétrico y bases transicionales desde la facies Cfm, con la cual se intercala (Fig. 7.7a).

Se interpreta que esta facies habría sido transportada como remanentes suspendidos sobre los flujos de detritos cohesivos, como un flujo de turbidez de baja densidad bajo un régimen subcrítico (Mutti, 1992). Su deposición se habría producido por colapso, ante una desaceleración súbita de los flujos basales responsables de su sustentación.

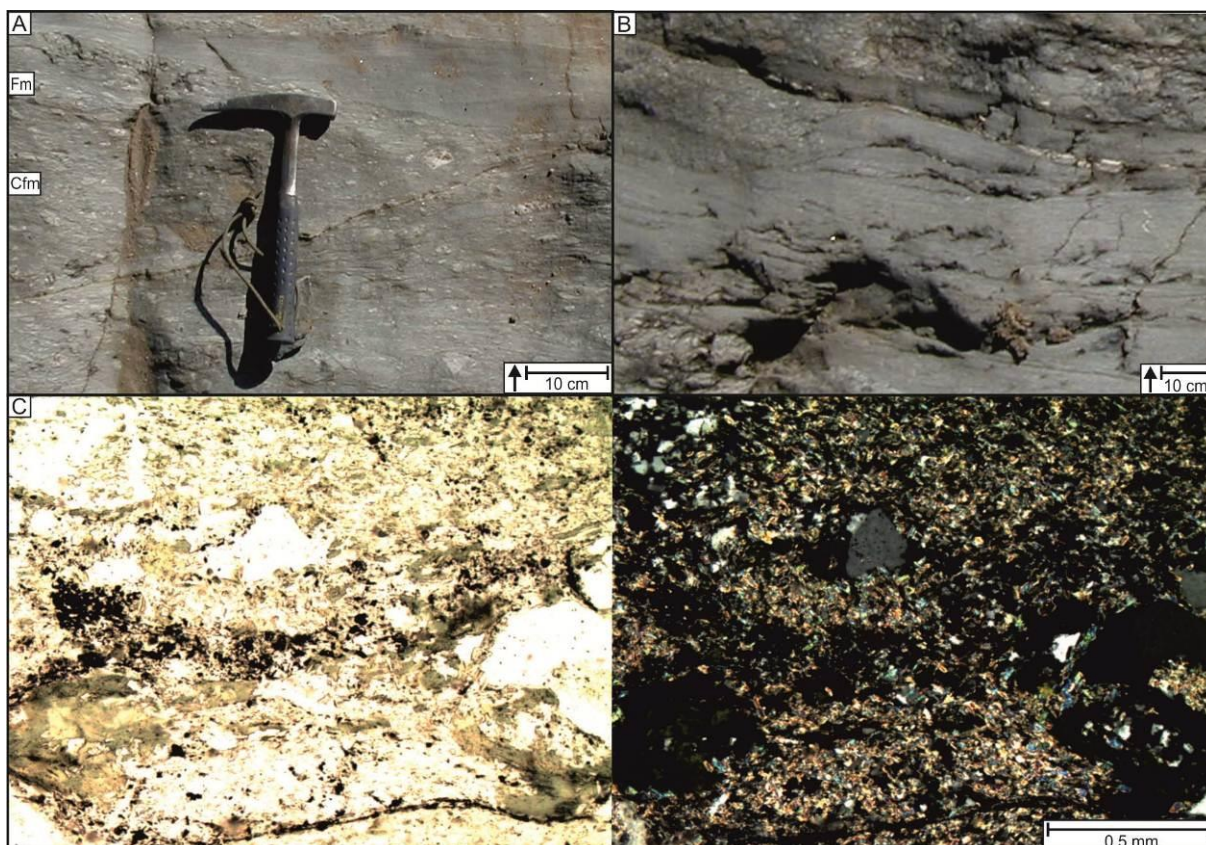


Figura 7.7. Facies de fangolita masiva (Fm). **a)** Vista de estratofábrica. **b)** Detalle de la estructura masiva. **c)** Corte delgado, se observa la predominancia de fango con estructura masiva y escasos granos de arena fina; nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican la polaridad de los estratos.

7.3.2. FANGOLITA LAMINADA (Fl)

Esta facies corresponde a fangolitas con laminación planoparalela bien desarrollada (Fig. 7.8). Se presenta en láminas de espesor milimétrico a centimétrico (Figs. 7.8b, c). Sucede a la facies Vf mediante contactos netos (Fig. 7.6a) y a las facies FGI en los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco mediante contactos transicionales (Figs. 7.10a y 7.11a). También conforma depósitos monofaciales de espesor hectométrico (Fig. 7.8a).

Se considera que esta facies habría sido depositada a partir de la decantación final de flujos turbidíticos de baja densidad y régimen subcrítico, cuando se asocia con Vf. En todos

los otros casos, la depositación se habría producido por decantación de material transportado en suspensión. En el primero de estos casos, la laminación planoparalela se debería a un proceso alternado de decantación por floculación y cizalla ejercido por los flujos turbidíticos sobre el lecho, de modo que el esfuerzo de cizalla no afecta a los limos pero destruye los flóculos y resuspende las arcillas que decantarán nuevamente una vez que el flujo se detiene, intercalándose así láminas de limos y arcillas (Stow y Bowen, 1978; Kranck, 1984). Cuando se asigna a depósitos de origen turbidíticos, esta facies correspondería a F9 del modelo de facies de Mutti (1992) y englobaría a Td-e de la Secuencia de Bouma (1962).

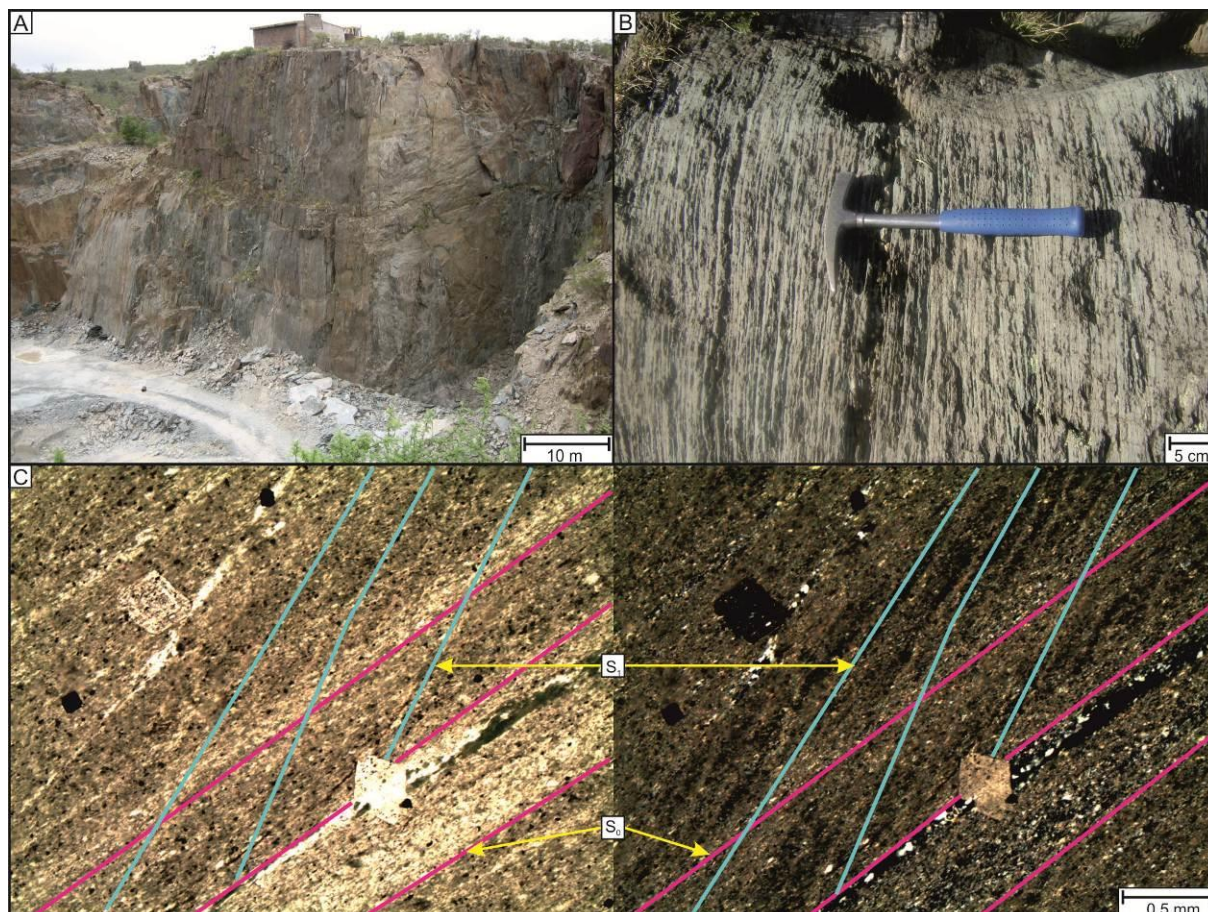


Figura 7.8. Facies de fangolita laminada (FI). **a)** Vista de estratofábrica en las canteras del Río Cañada Honda. **b)** Detalle de la laminación planoparalela. **c)** Corte delgado mostrando las laminaciones sedimentaria (S_0) y metamórfica (S_1) oblicuas entre sí; nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

7.3.3. FANGOLITA CARBONOSA LAMINADA (Fcl)

Esta facies corresponde a fangolitas carbonosas con laminación planoparalela bien desarrollada y marcada coloración gris oscuro a negro (Fig. 7.9). Contiene hasta 1% de grafito (Fig. 7.9c), de origen orgánico (Prozzi y Rosso, 1990). Se presenta en láminas de geometría laminar, espesor milimétrico a centimétrico y contactos netos (Fig. 7.9a, b). Alterna con la facies FI y en menor medida sucede a la facies Vf.

Se considera que esta facies, al igual que FI, habría sido depositada por decantación de material transportado directamente en suspensión, o bien por la decantación final de flujos turbidíticos de baja densidad y régimen subcrítico. A diferencia de FI, esta facies fue

depositada durante un periodo de abundante productividad orgánica. Cuando se asigna a depósitos de origen turbidíticos, esta facies presenta características similares a F9 del modelo de facies de Mutti (1992) y posiblemente englobe a Td-e de la Secuencia de Bouma (1962).

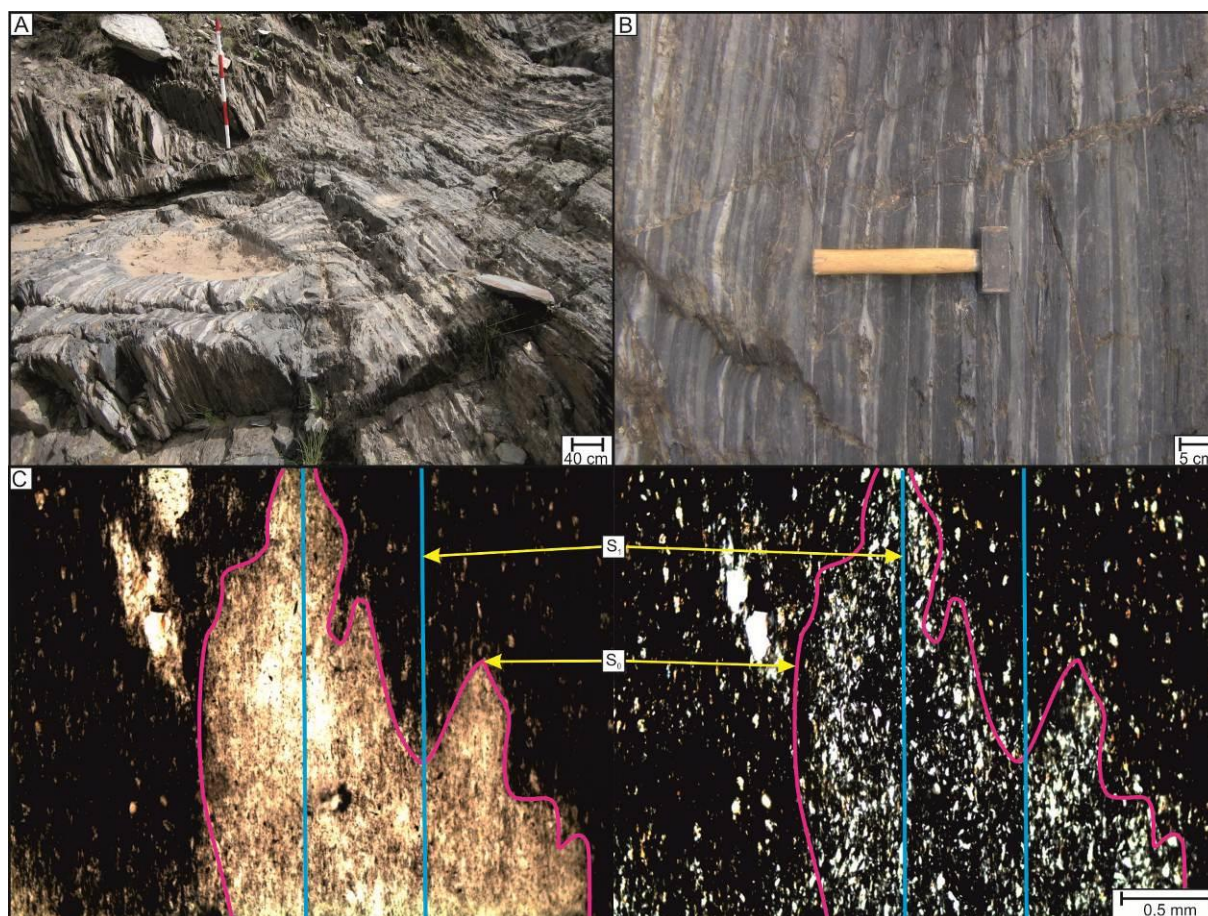


Figura 7.9. Facies de Fangolita carbonosa laminada (Fcl). **a)** Vista de estratofábrica plegada. **b)** Detalle de la laminación planoparalela y la intercalación con la facies FI. **c)** Corte delgado mostrando la presencia de grafito que imprime el color característico a la facies Fcl; además de la laminación sedimentaria (S_0) plegada, que origina la laminación metamórfica (S_1); nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

7.3.4. FANGOLITA GUIJARROSA LAMINADA (FGI)

Esta facies corresponde a fangolitas guijarrosas a sabulíticas con laminación planoparalela (Fig.7.10). El esqueleto ocupa entre 15 y 30% de la roca y su moda es de gránulos a guijarros (0,2 a 4 cm) con tamaño máximo de 15 cm y contornos subredondeados a subangulosos (Fig.7.10b). Los clastos se presentan paralelos a subparalelos con las superficies S_0 y S_1 . La matriz ocupa entre 85 y 70% de la roca, es fangosa con escasa proporción de arena (Fig. 7.10b, d) y presenta laminación planoparalela bien desarrollada, que en muchos casos se observa deformada en la base de los clastos (Fig.7.10c), indicando la polaridad de la secuencia hacia el este. Se presenta en láminas de espesor centimétrico, que conforman cuerpos de geometría tabular y espesor decimétrico a métrico (0,3 a 8 m), intercalados con estratos de espesor centimétrico a decimétrico de la facies FI mediante contactos transicionales (Fig.7.10a).

Se considera que esta facies habría sido depositada por decantación y caída masiva de material transportado por *icebergs* y capas estacionales de hielo marino (Bennett y Glasser, 2009). Un rasgo distintivo es la presencia de relictos de laminación premetamórfica deformada por debajo de la base de los clastos, lo cual es una característica diagnóstica de *dropstones* transportados por hielo (Hladil, 1991). Sin embargo, no se han registrado otros rasgos de importancia para la determinación del origen glacial de esta litofacies, tal como la presencia de clastos con superficies estriadas y pulidas. No obstante, el reconocimiento de tales características no es evidencia imprescindible para identificar depósitos de origen glacial (Pickering *et al.*, 1986). En este caso, la ausencia de este rasgo podría atribuirse al efecto del metamorfismo y deformación dúctil a la que fue sometida la Formación San Luis, que habrían causado la recristalización parcial de los clastos obliterando las texturas superficiales. Un caso similar ocurre con los *dropstones* del Grupo Gwna de la isla Llanddwyn de Gales (Kawai *et al.*, 2008). Esta facies correspondería a las *pebbly mudstones* de Crowell (1957), quien las interpretó como depositadas en ambiente glacial.

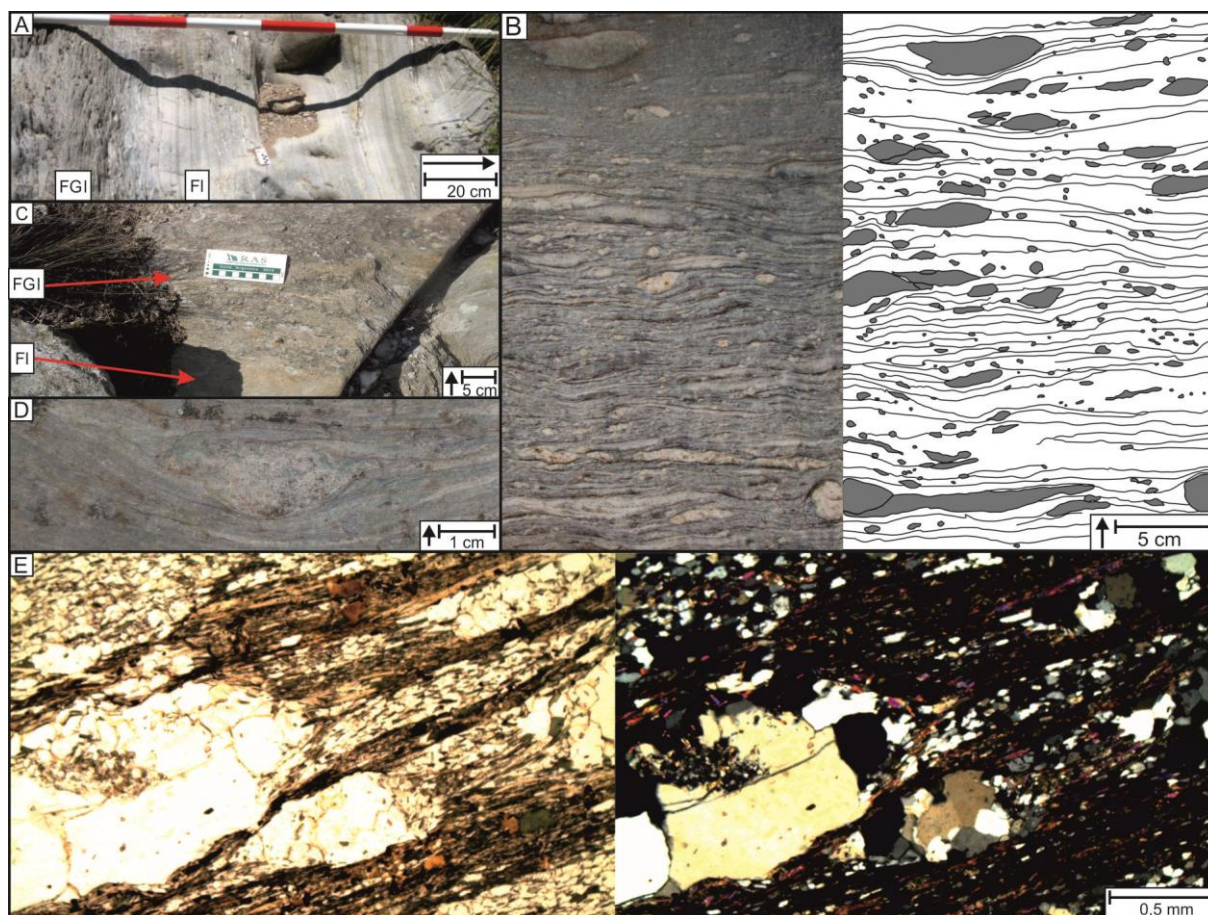


Figura 7.10. Facies de fangolita guijarrosa laminada (FGI). **a)** Vista de estratofábrica en el Metaconglomerado Arroyo Curtiembre. **b)** Laminación primaria (S_0) deformada por la alta concentración de *dropstones*, fotografía de campo (izquierda) y esquema (derecha). **c)** Detalle del contacto entre facies de fangolita laminada (FI) y fangolita guijarrosa laminada (FGI) en el Metaconglomerado Cerro Blanco. **d)** Detalle de la laminación sedimentaria (S_0) deformada en la base de un clasto. **e)** Corte delgado de la matriz fangosa con laminación alternada de Qtz y micas, deformada alrededor de gránulos de cuarcita; nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican la polaridad de los estratos.

CAPÍTULO 8 – ASOCIACIONES DE FACIES Y SISTEMAS DE DEPOSITACIÓN

En el presente apartado se describen las asociaciones verticales de facies registradas en la Formación San Luis, para posteriormente discutir su significado desde el punto de vista de los elementos y sistemas de acumulación que representarían (Vera Torres, 1994).

Para la interpretación de las asociaciones de facies y sistemas de acumulación de ambientes marinos profundos, se tuvieron en cuenta las propuestas elaboradas por Mutti (1992) y Mutti *et al.* (1994). Se eligieron estas propuestas ya que son concretas y sencillas de aplicar, permitiendo relacionar los cortejos de facies, donde cada litofacies se ubica en una posición predecible. Para la interpretación de las asociaciones de facies y sistemas de acumulación de origen glacimarino se aplicó el modelo de facies de Edwards (1986).

8.1. ASOCIACIÓN DE FACIES I – AFI

Esta asociación ha sido reconocida únicamente en la faja Oriental, en el intervalo basal del Metaconglomerado Cañada Honda, en la sección Río Cañada Honda.

Es una asociación de espesor decimétrico conformada por las facies Cfm y Fm (Fig. 8.1a). Comprende paraconglomerados masivos fango sostén en estratos aparentemente tabulares de espesor centimétrico a decimétrico (Cfm), sucedidos por bancos centimétricos de fangolitas masivas (Fm) (Figs. 7.1a y 7.7a). Sin embargo, la forma más común en que se presenta esta asociación es incompleta, con estratos de Cfm superpuestos. La facies Cfm es predominante, en proporción mayor al 90%.

Se interpreta a la AFI como el producto de flujos de detritos cohesivos (Cfm) con remanentes suspendidos sobre los mismos, los cuales se comportan como flujos turbidíticos de baja densidad (Fm). Dado que la facies Cfm habría sido transportada y depositada por flujos no erosivos, se atribuye la ausencia de la facies Fm a no deposición. Esto se debería a que los flujos de detritos habrían tenido una tasa de sedimentación muy alta y no habrían dado tiempo a la deposición de las facies transportadas por encima. Otra explicación es que los flujos turbidíticos habrían continuado su transporte, depositando la facies Fm en una posición más distal. Estos flujos de detritos son característicos de los cañones de talud. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) comprenderían la zona de transferencia del sistema de talud y llanura abisal.

8.2. ASOCIACIÓN DE FACIES II – AFII

Se la ha reconocido únicamente en la faja Oriental, en el intervalo superior del Metaconglomerado Cañada Honda, donde se intercala con la AFIII.

Es una asociación de espesor decimétrico a métrico, conformada por las facies Caa, Vf y FI (Fig. 8.1b). Comprende paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica abierta en estratos aparentemente tabulares de espesor decimétrico con base neta a levemente erosiva (Caa), sucedidos por vaques finas en estratos tabulares de espesor centimétrico (Vf), finalizando con láminas de espesor milimétrico de fangolitas (FI) (Figs.

7.2a, b). Sin embargo, la forma más común en que se presenta esta asociación es incompleta, con estratos de espesor decimétrico de Caa amalgamados entre sí o con Cac (AFIII), formando cuerpos de espesor métrico. Ocasionalmente se la encuentra conformada por las facies Caa–Vf. La facies Caa es predominante, en proporción mayor a 90%.

Se interpreta que la AFII habría sido transportada por flujos hiperconcentrados no cohesivos y depositada por congelamiento friccional (Caa), con remanentes suspendidos sobre los mismos en forma de flujos turbidíticos de baja densidad (Vf-FI). Se atribuye la ausencia de las facies Vf y FI a erosión por parte de flujos posteriores o a no deposición. Esta última situación se debería a que los sucesivos flujos hiperconcentrados habrían ocurrido a una tasa muy alta y no darían tiempo a la deposición de las facies transportadas por los flujos en su techo, o bien que tales flujos turbidíticos habrían continuado su transporte, depositándose en una posición más distal. Estos flujos hiperconcentrados son característicos de los cañones y canales de talud. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) comprenderían la zona de deposición proximal del sistema de talud y llanura abisal.

8.3. ASOCIACIÓN DE FACIES III – AFIII

Esta asociación ha sido reconocida únicamente en la faja Oriental, en el intervalo superior del Metaconglomerado Cañada Honda, donde se intercala con la AFII.

Es una asociación de espesor decimétrico a métrico, conformada por las facies Cac, Vf y FI (Fig. 8.1c). Comprende paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica semicerrada a cerrada, en estratos de base erosiva y espesor decimétrico (Cac), sucedidos por vaques finas en estratos tabulares de espesor centimétrico (Vf), finalizando con estratos de espesor milimétrico de fangolitas laminadas (FI) (Figs. 7.3a y 7.6c). Sin embargo, la forma más común en que se presenta esta asociación es incompleta, con estratos de Cac amalgamados entre sí o bien con Caa (AFII), formando cuerpos de espesor métrico. En menor medida se la encuentra conformada por las facies Cac–Vf. La facies Cac es predominante, en proporción mayor a 90%.

Se interpreta que la AFIII habría sido transportada por flujos hiperconcentrados no cohesivos y habría sido depositada por segregación gradual debida a dilución del flujo (Cac), con remanentes suspendidos sobre los mismos en forma de flujos turbidíticos de baja densidad (Vf-FI). Se atribuye la ausencia de las facies Vf y FI a las causas ya expresadas en la AFII. Estos flujos hiperconcentrados son característicos de los cañones y canales de talud. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) comprenderían la zona de deposición proximal del sistema de talud y llanura abisal. La diferencia entre AFII y AFIII radica en el mecanismo de deposición de la facies conglomerádica, el cual depende del grado de dilución del flujo. Por lo tanto, ambas asociaciones de facies pueden depositarse en el mismo sector, dependiendo de la condición original del flujo y no de su distancia de transporte.

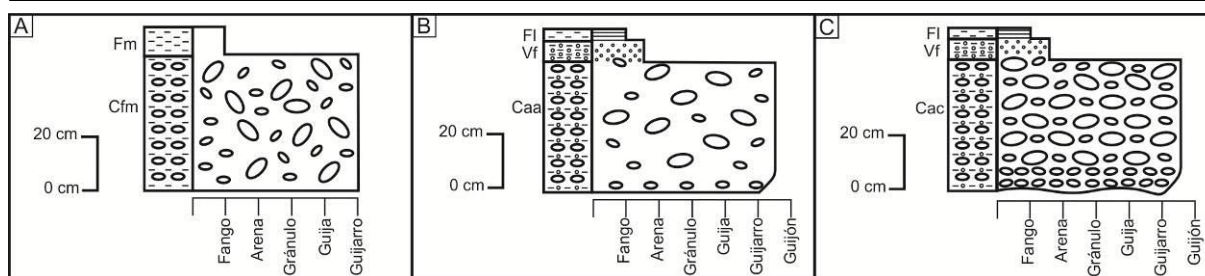


Figura 8.1. Esquemas de las asociaciones de facies psefíticas de la Formación San Luis. **a)** AFI (Cfm–Fm). **b)** AFII (Caa–Vf–Fl). **c)** AFIII (Cac–Vf–Fl).

8.4. ASOCIACIÓN DE FACIES IV – AFIV

Esta asociación ha sido reconocida en ambas fajas. En la faja Oriental se la encuentra en el intervalo medio del Metaconglomerado Cañada Honda, al oeste de la sección Puesto Mercáu y en Santo Domingo, rodeando a las pizarras homónimas. En la faja Occidental se la observa cerca del contacto oriental, en las secciones Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre.

Es una asociación de espesor decimétrico conformada por las facies Sg, Vg y Vf (Fig. 8.2a). Comprende sabulitas con gradación normal en estratos lenticulares de espesor decimétrico (Sg), sucedidos transicionalmente por vaques gruesas en estratos de espesor centimétrico a decimétrico (Vg), finalizando con estratos de espesor centimétrico de vaques finas (Vf) (Fig. 7.4a). También puede presentarse en forma incompleta; ya sea con lentes de Sg amalgamadas en cuerpos de espesor decimétrico hasta métrico; o bien, conformada por las facies Sg y Vf (Fig. 7.4b). Predominan las facies Sg y Vg, en relaciones mayores a 80%.

Se interpreta a la AFIV como el producto de flujos turbidíticos gravoarenosos, desacelerantes y de densidad decreciente. La amalgama de facies Sg, con ausencia de las facies Vg y Vf, se interpreta como debida al carácter fuertemente erosivo de los flujos basales de alta energía; los cuales al perder velocidad depositan en primer lugar la facies sabulítica. En el caso de la depositación de las facies Sg y Vf, la ausencia de la facies Vg se atribuye a escasa cantidad de arena gruesa en el flujo turbidítico, por lo que esta moda granulométrica no habría podido fraccionarse y depositarse como una facies, sino que se depositó como matriz de la facies sabulítica. Estos flujos turbidíticos gravoarenosos se habrían desarrollado en canales incididos tanto en el talud como en la llanura abisal. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) corresponderían a la zona de depositación proximal del sistema de talud y llanura abisal.

8.5. ASOCIACIÓN DE FACIES V – AFV

Esta asociación de facies ha sido reconocida en ambas fajas, notoriamente asociada a AFVI. Se la encuentra en toda la faja Oriental, principalmente en su flanco este y en la sección Río Quinto, donde se repite por plegamiento en tres tramos. Además, comprende la mayor parte de la faja Occidental, donde ocupa toda la sección Quebrada Honda y más de la mitad de las secciones Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre.

Es una asociación de espesor decimétrico, conformada por las facies Vg, Vf y FI (Fig. 8.2b). Comprende vaques gruesas en estratos lenticulares de espesor centimétrico a decimétrico con bases erosivas (Vg), sucedidos por vaques finas en estratos tabulares de espesor centimétrico (Vf), finalizando con láminas de espesor milimétrico de fangolitas (FI) (Fig. 7.5a). Esta asociación se presenta también en forma incompleta, ya sea con estratos de Vg amalgamados en cuerpos de espesor decimétrico hasta métrico, o bien conformada por las facies Vf–FI. Predomina la facies Vg en proporción mayor a 60%.

Se interpreta a la AFV como el producto de flujos turbidíticos arenosos, desacelerantes, de baja densidad y gran volumen. La amalgama de facies Vg, con ausencia de las facies Vf y FI se interpreta como debida al carácter fuertemente erosivo de los flujos basales de alta energía. La ausencia de las facies Vg basal implicaría que sólo se depositaron las fases finales del flujo. Estos flujos turbidíticos se habrían desarrollado en extensos lóbulos arenosos de la llanura abisal y, en menor medida, como albardones de los canales incididos en el talud y en los lóbulos. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) corresponderían a la zona de depositación media del sistema de talud y llanura abisal.

8.6. ASOCIACIÓN DE FACIES VI – AFVI

Esta asociación de facies se encuentra en ambas fajas, siempre relacionada a AFV.

Es una asociación de espesor decimétrico conformada por las facies Vf y FI (Fig. 8.2c). Comprende vaques finas en estratos de espesor centimétrico, con base levemente erosiva (Vf); que finalizan con litosomas de espesor milimétrico hasta métrico de fangolitas laminadas (FI) (Fig. 7.6b). Esta asociación se puede presentar en dos formas, según la facies predominante. En el caso más común predomina la facies Vf, mientras que en el segundo caso domina la facies FI en estratos decimétricos a métricos.

Se interpreta a la AFVI como el producto de flujos turbidíticos fangoarenosos, desacelerantes, de baja densidad y gran volumen. La proporción de las facies Vf/FI se considera indicativa del sector donde se depositó la asociación; de modo que, cuando domina la facies Vf se considera que la asociación fue depositada en lóbulos medios a distales; mientras que el dominio de la facies FI indicaría que la asociación fue depositada como parte del albardón de los canales. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) abarcarían toda la zona de depositación del sistema de talud y llanura abisal.

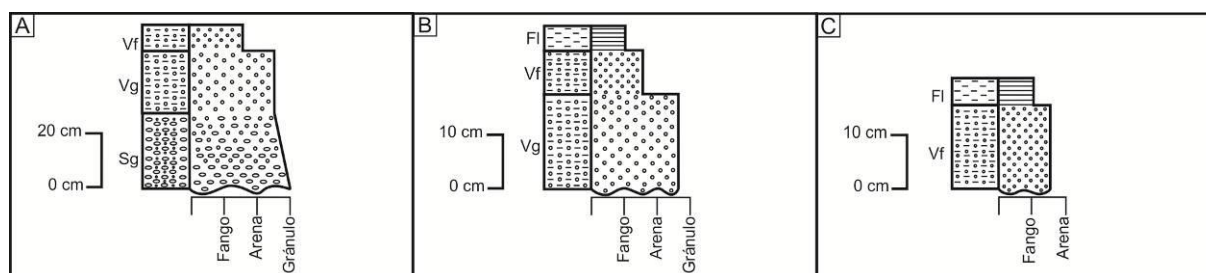


Figura 8.2. Esquemas de las asociaciones de facies psamíticas de la Formación San Luis. **a)** AFIV (Sg–Vg–Vf). **b)** AFV (Vg–Vf–FI). **c)** AFVI (Vf–FI).

8.7. ASOCIACIÓN DE FACIES VII – AFVII

Esta asociación de facies ha sido reconocida en ambas fajas. Predomina en el flanco occidental la faja Oriental, además de un pequeño afloramiento al este del Metaconglomerado Cañada Honda. En la faja Occidental ocupa una faja delgada que cubre desde el cerro Blanco hasta el arroyo Curtiembre.

Es una asociación de espesor hectométrico a kilométrico conformada únicamente por fangolitas laminadas (FI) (Figs. 7.8a, b y 8.3a).

Se interpreta a la AFVII como el producto de la decantación de grandes volúmenes de fango puesto en suspensión a partir de diversos procesos, tales como removilización de las cabeceras del talud, desbordes de remanentes de los flujos canalizados o corrientes contorníticas. No se descarta una conjunción de estos procesos. Esta asociación de facies pudo haberse depositado en diversos sectores del sistema de talud y llanura abisal. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) abarcarían la zona de deposición distal, o bien el sector externo de los albardones de canales, tanto en los lóbulos de llanura abisal como en el talud. Incluso pueden depositarse en la plataforma distal y cubrir completamente al sistema de talud y llanura abisal, durante las pausas de los flujos que alimentan dicho sistema. En la faja Oriental, dada su íntima relación con las asociaciones de facies de canales proximales (AFI, II, III y IV), se considera que se habría depositado en el talud. Por su parte, los 200 m de AFVII en la base de la sección Río Quinto han sido interpretados como depósitos de llanura abisal, por estar superpuestos por depósitos de lóbulos de llanura abisal (AFV y VI) (apartado 9.1). En la faja Occidental, dada su relación con AFIX, se interpreta a AFVII como depósitos glacimarininos originados durante una pausa en la sedimentación del sistema de talud y llanura abisal (apartado 9.2).

8.8. ASOCIACIÓN DE FACIES VIII – AFVIII

Esta asociación de facies ha sido reconocida únicamente en la faja Oriental, en las Pizarras de Santo Domingo, aflorantes en el núcleo del sinclinal homónimo.

Es una asociación de espesor centimétrico conformada por la alternancia de láminas de fangolitas (FI) y fangolitas carbonosas (Fcl) (Figs. 7.9a, b y 8.3b).

Se interpreta a la AFVIII como el producto de la decantación de material transportado en suspensión. Otra posibilidad es que correspondan a flujos turbidíticos fangosos, de baja densidad y régimen subcrítico; sin embargo, no se han encontrado evidencias de flujo tractivo que soporten esta idea. Esta asociación de facies se habría depositado en los mismos ambientes que la AFVII, sin embargo, la presencia de material carbonoso indicaría que esta asociación de facies se depositó durante un periodo de abundante productividad orgánica. Por su parte, Zavala *et al.* (2000) proponen que estos depósitos corresponderían a corrientes contorníticas que re trabajan depósitos del talud.

8.9. ASOCIACIÓN DE FACIES IX – AFIX

Esta asociación de facies ha sido reconocida únicamente en la faja Occidental, en los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco.

Es una asociación de espesor decimétrico a métrico, conformada por las facies FI y FGI (Fig. 8.3c). Comprende fangolitas laminadas que conforman litosomas de espesor centimétrico a métrico (FI), intercaladas con estratos de espesor centimétrico a métrico de fangolitas guijarrosas laminadas (FGI) (Fig. 7.10a, c).

Se interpreta a la AFIX como el producto de la decantación continua de material transportado en suspensión (FI), asociado a eventos de caída de material transportado por icebergs y capas de hielo marino (FGI). Esta asociación de facies se habría depositado en la zona de máximo proglacial de un sistema glacimarino, según el modelo de Edwards (1986). Su marcada alternancia de facies indicaría períodos relativamente cortos, con y sin presencia de hielos marinos.

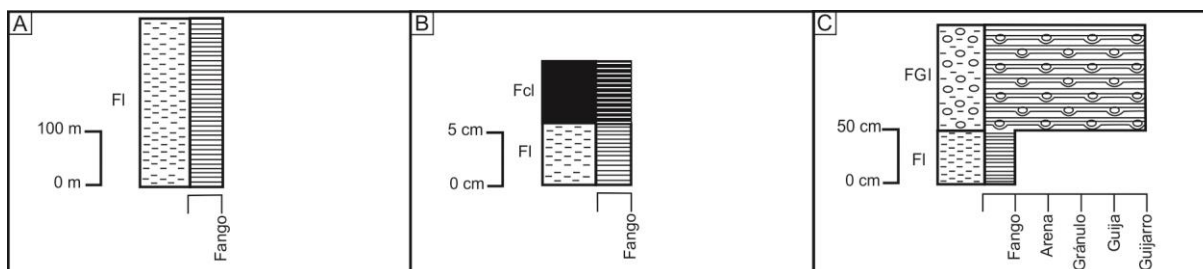


Figura 8.3: Esquemas de las asociaciones de facies predominantemente pelíticas de la Formación San Luis. a) AFVII (FI). b) AFVIII (FI – Fcl). c) AFIX (FI - FGI).

CAPITULO 9 – REGIONALIDAD Y EVOLUCION DE LA CUENCA

En este capítulo se analiza la evolución integral del relleno de la cuenca sedimentaria en la que se depositó la Formación San Luis, con el objetivo primordial de reconstruir sus condiciones paleogeográficas desde el momento de su individualización hasta la finalización de la sedimentación. Mediante la reconstrucción paleogeográfica se pretende conocer con el máximo detalle posible la distribución areal y temporal de los diferentes medios sedimentarios en la cuenca y, dentro de ellos, la localización de los rasgos paleogeográficos más característicos (Vera Torres, 1994). En el capítulo 7 se definieron y analizaron las facies sedimentarias y se interpretaron sus procesos formadores. En el capítulo 8, sobre la base de las relaciones laterales y verticales de esas facies se definió un conjunto de asociaciones y secuencias de facies, cuya génesis fue interpretada en relación a los medios sedimentarios donde se habrían depositado. En este capítulo, se ordenan tales sistemas depositacionales en función de su edad relativa y ubicación geográfica.

Para tal fin se relevaron y correlacionaron ocho secciones estratigráficas integradas, cinco en la faja Oriental y tres en la faja Occidental, abarcando la totalidad de la pila sedimentaria aflorante. Cada una de las secciones se levantó coincidiendo con los perfiles estructurales (apartados 6.4 y 6.5) y tomando en cuenta una serie de factores que alteran el espesor medido en campo, ya sea para disminuirlo o para aumentarlo (apartado 6.6).

Se utilizaron únicamente métodos de correlación litológicos y litoestratigráficos, pues la ausencia de fósiles y dataciones detalladas impide la aplicación de métodos biocronoestratigráficos. En cada faja se determinó una superficie de cambio litológico brusco, horizontal, sincrónica y lo suficientemente extendida, a partir de la cual se pudiera ordenar las columnas estratigráficas para representar de manera coherente todos los sistemas de depósitos, sus geometrías e interacciones tanto laterales como verticales. En cuanto a la extensión lateral de las correlaciones, se utilizó la extensión N-S de cada faja medida en campo y en el mapa. Sin embargo, al ser todos sus contactos tectónicos, no se pudieron determinar fehacientemente sus relaciones de base y techo ni sus límites precisos. Además, se tuvo en cuenta la presencia de fajas de cizallas internas, las cuales permitieron reconocer desacoples estructurales que dificultan la correlación.

Se analizó la evolución paleoambiental y estratigráfica de cada faja de la Formación San Luis por separado, ya que se comprobó que no había un nivel de correlación fiable entre ambas fajas. Cabe recordar que Rivarola *et al.* (2011) y Perón Orrillo *et al.* (2012) correlacionaron ambas fajas, interpretando que tanto el tramo inferior del Metaconglomerado Cañada Honda, en la faja Oriental, como los metaconglomerados de la faja Occidental fueron depositados en un mismo ambiente glacimarino. El presente trabajo ha invalidado dicho modelo, ya que se ha reinterpretado el tramo inferior del Metaconglomerado Cañada Honda como depósitos de canales de talud.

Finalmente, se destacan en el mapa geológico y en los esquemas de correlación, los sitios y niveles estratigráficos donde se tomaron muestras de rocas psamíticas para determinación isotópica de edades y procedencia en circones detríticos. Este análisis tiene el fin de corroborar el esquema estratigráfico y evolutivo propuesto, verificar la hipótesis sobre la existencia de más de una unidad genética de relleno y aportar información cronoestratigráfica que permita la correcta asignación de la edad de la Formación San Luis. El mismo se inició a partir de la obtención del esquema estratigráfico y se encuentra aún en proceso de análisis, por lo que sus resultados se obtendrán luego de presentada esta tesis.

9.1. DISTRIBUCIÓN GEOMÉTRICA DE LOS SISTEMAS DEPOSITACIONALES Y EVOLUCIÓN DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA FAJA ORIENTAL

La faja Oriental presenta un ancho máximo de 5 km y una extensión de 50 km con rumbo NNE. Al sur del río Quinto es cubierta totalmente por sedimentos modernos y hacia el norte se adelgaza hasta acunarse cerca del Batolito Las Chacras. Sus contactos son predominantemente por cizalla dúctil y en menor medida por transición, debido a un aumento de las condiciones metamórficas, siendo el occidental con el Complejo Metamórfico Pringles, mientras que el oriental es con el Complejo Metamórfico Conlara.

Se correlacionaron las secciones Río Quinto, Balde de la Isla, Río Cañada Honda, Puesto Mercau y Santo Domingo (Fig. 9.1a). Además, se determinaron las variaciones laterales de espesores mediante su medición tanto en campo como en el mapa geológico. Como límite sur de la correlación se tomó el contacto de la faja con los depósitos cuaternarios. Asimismo, se consideró como límite norte a la zona de Cerros Largos, donde la faja queda cubierta por depósitos volcánicos y sedimentarios neógenos y cuaternarios. Se obviaron los afloramientos al norte de Cerros Largos, porque su análisis estructural indicaba una deformación compleja que impedía su correlación precisa (apartado 6.4). Se tomó como principal nivel guía el techo del Metaconglomerado Cañada Honda, que corresponde a una superficie de cambio litológico abrupto, horizontal y de carácter sincrónico. También se determinó un nivel guía secundario, en el techo del tramo basal compuesto por la AFV y VI. Se ha calculado unos 3.100 m de espesor total de sedimentos (Fig. 9.1a).

El relleno sedimentario comienza sin base visible, con unos 200 m de pelitas de la AFVII, interpretadas como depósitos de llanura abisal. Esta unidad aflora solamente en Río Quinto. Le suprayacen depósitos de las AFV y VI, que presentan 300 a 600 m de espesor y cubren la totalidad de la faja. Dada su extensión areal y su variación de espesores, han sido interpretados como depósitos de lóbulos turbidíticos desarrollados en la llanura abisal y posiblemente coalescentes.

Luego se depositó la AFVII, que es el depósito de mayor extensión areal y volumétrica en la faja, cubriéndola completamente con un espesor superior a los 1.500 m. Este gran volumen de pelitas se habría depositado en el talud continental, por una sumatoria de procesos. Uno de estos procesos sería la removilización de material fino de las cabeceras de talud y

plataforma externa, debida a caída y/o deslizamientos. Otro proceso de gran importancia sería a la decantación de grandes volúmenes de sedimentos suspendidos, procedentes del desbordamiento (*overbanking*) de los flujos en masa ocurridos en los complejos de canales

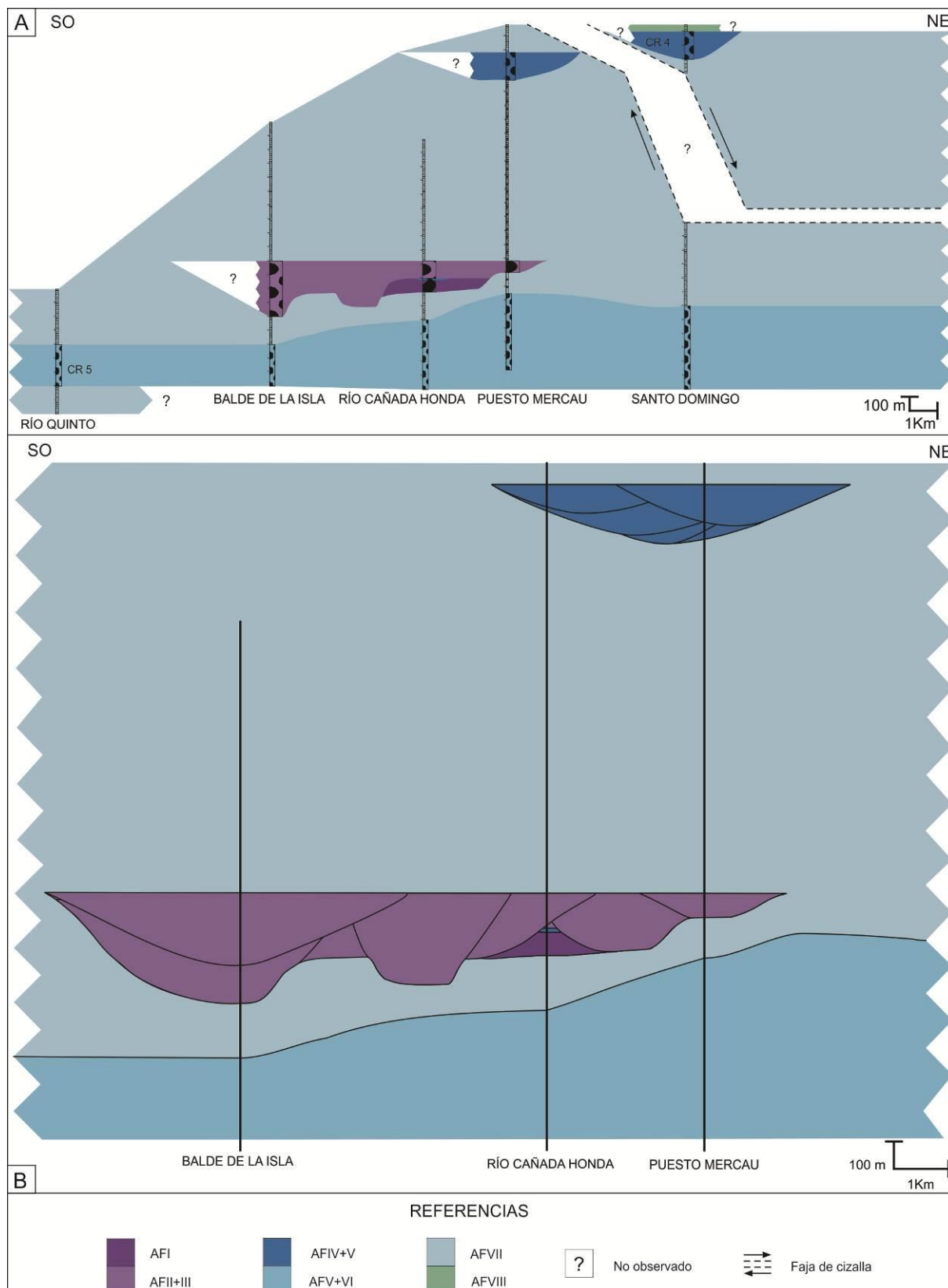


Figura 9.1: Correlación de secciones de la faja Oriental. a) Reconstrucción general. b) Interpretación paleoambiental del sector central, entre Balde de la Isla y Puesto Mercau. La posición y dimensiones exactas de los canales que conforman cada complejo no ha sido determinada y se grafica únicamente a modo ilustrativo.

de talud. No se descarta la influencia de corrientes contorníticas, si bien no se han encontrado estructuras de corriente que avalen esta posibilidad.

Estos depósitos de talud eran periódicamente erosionados y rellenados por materiales conglomerádicos y arenosos, conformándose complejos de canales de talud. En el área de estudio se han detectado tres de estos complejos. El primero corresponde al Metaconglomerado Cañada Honda, compuesto por las AFI, II y III, con presencia subordinada de AFIV. Presenta una extensión lateral mínima de 11 km y espesor variable, con un máximo de 400 m en su extremo sur (Fig. 9.1a). Su extensión real no se ha podido determinar, pues su extremo sur se pierde bajo la cubierta cuaternaria y, dado el estilo estructural de la faja, posiblemente se encontraba por encima del actual nivel topográfico (apartado 6.4.2). Por su parte, las variaciones de espesor son irregulares y asimétricas. El ordenamiento de las asociaciones de facies también es irregular, ya que las AFI y IV se observan solamente en la sección Río Cañada Honda; en tanto que las AFII y III representan la totalidad del relleno de este complejo de canales en las secciones Balde de la Isla y Puesto Mercau, pero en la sección Río Cañada Honda ocupan sólo el tramo superior (Fig. 9.1a, b). Tanto la forma irregular del complejo como el ordenamiento asimétrico de las asociaciones de facies que lo componen permiten inferir un relleno multiepisódico. En la primera etapa habrían tenido lugar los depósitos proximales de AFI en un canal de, al menos, 3 km de ancho con un relleno de unos 100 m de potencia, que habría concluido con la depositación de AFIV. En la segunda etapa se habrían depositado las AFII y III, de carácter más distal que AFI, consecuente con la erosión retrocedente de las cabeceras. A su vez, la segunda etapa puede subdividirse en estadios menores correspondientes a sucesivas incisiones y relleno de canales, asociado a la migración lateral del complejo hacia el sur (Fig. 9.1b).

Hacia el techo de la secuencia, en las secciones Puesto Mercau y Santo Domingo, se observan dos complejos de canales similares. Ambos están compuestos por las AFIV y V, presentan una extensión lateral aproximada de 5 km y espesor máximo de 200 m, con muy leve asimetría (Fig. 9.1a). No se ha podido observar el extremo sur de ninguno de los dos complejos, dado que se encontraban por encima del actual nivel de erosión, debido al estilo estructural de la faja (apartados 6.4.3 y 6.4.4). Tales complejos de canales se habrían instalado en el talud y serían distales respecto a los complejos de canales que componen el Metaconglomerado Cañada Honda. La forma levemente asimétrica de ambos complejos de canales podría deberse tanto a un relleno multiepisódico (Fig. 9.1b) como a una disposición oblicua del elemento depositacional respecto al corte topográfico actual. Ambos complejos de canales parecen encontrarse en el mismo nivel estratigráfico, sin embargo, esto se debe al desplazamiento dextral de la faja de cizalla Santo Domingo que los separa (Fig. 9.1a). Se infiere que el complejo de canales de la sección Santo Domingo se encontraba originalmente en una posición estratigráfica superior que el de la sección Puesto Mercau.

La secuencia está coronada por las pelitas carbonosas de la AFVIII que afloran en el núcleo del sinclinal Santo Domingo, suprayaciendo al complejo de canales de la sección homónima. Esta asociación de facies también se habría depositado en el talud, por los mismos procesos responsables de la depositación de AFVII, pero durante un periodo de alta productividad orgánica.

En vista de lo explicado previamente, puede dividirse la evolución de esta faja en dos grandes intervalos. El intervalo inferior, de 600 m de espesor mínimo, representa la instalación de lóbulos arenosos (AFV–VI) en una llanura abisal (AFVII). El intervalo superior, de aproximadamente 2500 m de espesor, representa un talud continental (AFVII–VIII) surcado por complejos de canales conglomerádicos (AFI–II–III) y arenosos (AFIV–V). Este arreglo cicloestratigráfico en gran escala se podría explicar a partir de la progradación normal del talud sobre los lóbulos de llanura abisal.

9.2. DISTRIBUCIÓN GEOMÉTRICA DE LOS SISTEMAS DEPOSITACIONALES Y EVOLUCIÓN DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA FAJA OCCIDENTAL

La faja Occidental presenta un ancho máximo de 10 km en su extremo sur y se extiende 40 km con rumbo NNE, hasta acuñarse al norte de La Carolina. Sus contactos son tectono–magmáticos y están controlados por diversas fajas de cizalla. Al suroeste contacta con el Complejo Metamórfico Nogolí; al noroeste se interdigita con las tonalitas Gasparillo y San Miguel, al sureste contacta con el Granito La Escalerilla y las tonalitas Las Verbenas y El Salto, mientras que al noreste limita con el Complejo Metamórfico Pringles.

Se correlacionaron las secciones Quebrada Honda, Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre (Fig. 9.2a). Además, se determinaron las variaciones laterales de espesores mediante su medición tanto en campo como en el mapa geológico. Se correlacionó la faja completa, desde su contacto sur con el Complejo Metamórfico Nogolí hasta su acuñamiento, 10 km al norte de La Carolina. Se estableció como nivel guía el techo del Metaconglomerado Arroyo Curtiembre y la faja de metapelitas que sería su equivalente lateral, ya que se considera que es una superficie de cambio litológico abrupto, horizontal y de carácter sincrónico. Se ha calculado unos 1.600 m de espesor total de sedimentos (Fig. 9.2a).

El relleno sedimentario comienza sin base visible, con unos 600 m de AFV y VI que cubren la totalidad de la faja. Han sido interpretados como depósitos de lóbulo turbidítico desarrollados en la llanura abisal y posiblemente coalescentes. Los lóbulos turbidíticos fueron erosionados por complejos de canales, rellenados por la AFIV. Se han reconocido dos de estos complejos, en las secciones Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre. Ambos presentan una extensión lateral de entre 4 y 6 km, 300 m de espesor aproximado y leve asimetría lateral (Fig. 9.2a). No se ha podido observar el extremo sur del complejo de canales de la sección Cerro Blanco, dado que se encuentra por encima del actual nivel de erosión, debido al estilo estructural de la faja (apartado 6.5.2). La forma levemente asimétrica de ambos complejos podría deberse a un relleno multiepisódico, con sucesivas

etapas de incisión y relleno de canales que migraron lateralmente. En la sección Cerro Blanco se observa una migración lateral hacia el sur, mientras que en la sección Arroyo Curtiembre la tendencia no es clara (Fig. 9.2b). Si bien las bases de ambos complejos de canales han sido deformadas y desplazadas por sendas fajas de cizallas (apartados 6.5.2 y 6.5.4), el hecho de encontrarse al mismo nivel estratigráfico y limitados en base y techo por las mismas unidades litológicas permite inferir que fueron sincrónicos.

El techo de estos depósitos queda delimitado por una superficie de erosión de, al menos, 14 km de extensión lateral, la cual es interpretada como la superficie basal de un canal netamente erosivo o de *by pass*. La misma habría sido rellenada por 100 a 300 m de sedimentos de una naturaleza diferente. Se trata de los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco, compuestos por la AFIX y de la faja de metapelitas que los conecta, conformada por la AFVII (Figs. 9.2a y b). AFIX se habría depositado en la zona de máximo proglacial de un sistema glacimarino, durante períodos alternantes con y sin presencia de hielos marinos. AFVII se habría depositado por decantación de fango transportado por los mismos hielos marinos, el cual habría permanecido mayor tiempo en suspensión y habría sido desplazado lateralmente por corrientes transversales. Los depósitos glacimarininos habrían sido erosionados durante la instalación de nuevos complejos de canales de llanura abisal y posteriormente rellenados por depósitos de AFIV. Se han reconocido dos de estos complejos, delimitando los extremos norte y sur del intervalo previo

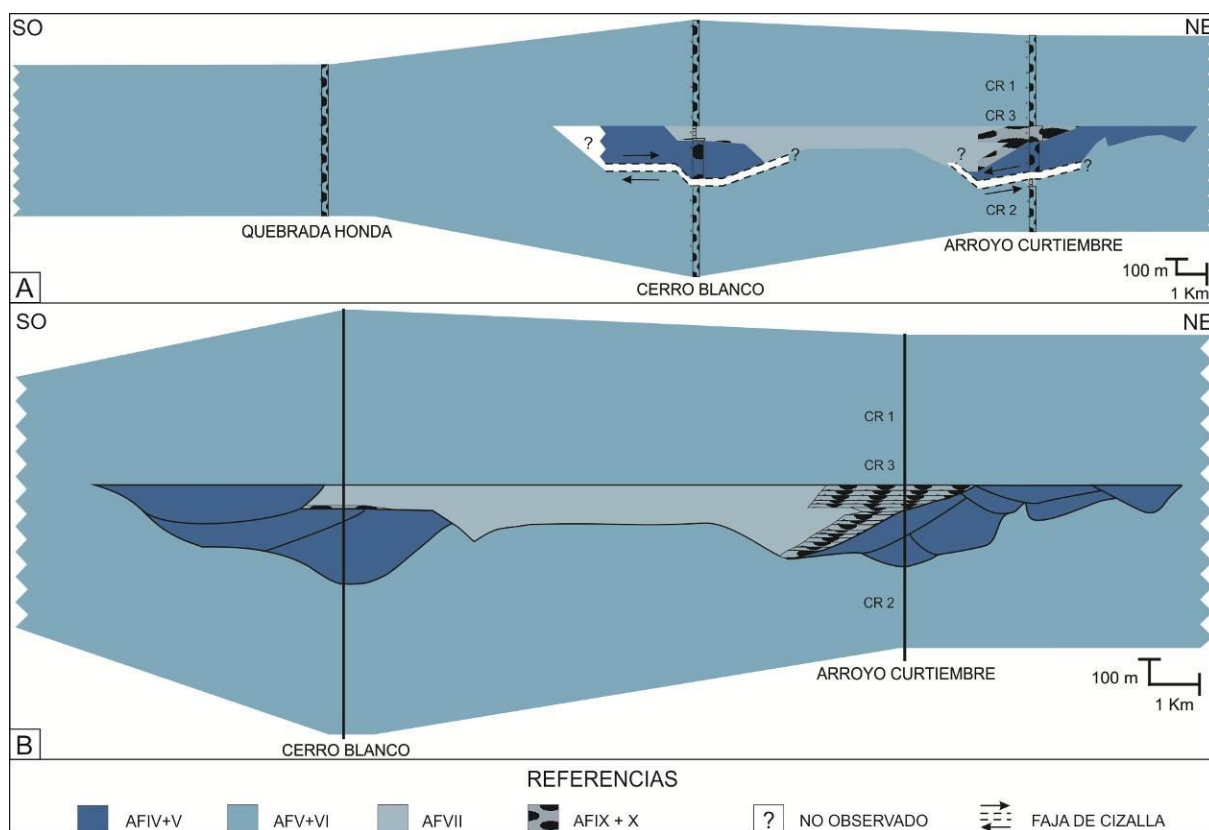


Figura 9.2: Correlación de secciones de la faja Occidental. a) Reconstrucción general. b) Interpretación paleoambiental del sector centro norte. La posición y tamaños exactos de los canales que conforman cada complejo no ha sido determinada y se grafica únicamente a modo ilustrativo.

en las secciones Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre. Ambos presentan una extensión lateral de entre 4 y 5 km, con espesor de 100 a 150 m (Fig. 9.2a). No se ha podido observar el extremo sur del complejo Cerro Blanco, dado que se encontraba por encima del actual nivel topográfico, debido al estilo estructural de la faja; sin embargo se infiere que la geometría de este complejo era simétrica, lo que no permite hacer inferencias sobre la migración de los canales. Por su parte, la geometría del complejo de canales de la sección Arroyo Curtiembre se infiere irregular y con asimetría variable, lo que se debería a un relleno multiepisódico con migración lateral de canales hacia el norte y el sur (Fig. 9.2b).

Asociados a estos complejos de canales se observan depósitos de las AFV y VI, que alcanzan unos 700 m de espesor y cubren la totalidad de la faja. Corresponderían a depósitos de lóbulos turbidíticos de llanura abisal, posiblemente coalescentes.

En función de lo antes explicado, puede dividirse la evolución de esta faja en tres intervalos. El intervalo inferior, de 600 m de espesor mínimo, representa la instalación de lóbulos arenosos (AFV–VI) asociados con complejos de canales (AFIV) en una llanura abisal. El segundo intervalo, de 300 m de espesor máximo, corresponde a un canal o complejo de canales de *by pass*, relleno por depósitos glacimarininos (AFVII–IX–X). El intervalo superior, de 700 m de espesor mínimo, representa la reinstalación de lóbulos arenosos (AFV–VI) asociados con complejos de canales (AFIV) en una llanura abisal. Esta sucesión permite inferir una pausa en la sedimentación normal del sistema de llanura abisal, debida a un periodo glacial. Asimismo, la presencia de los depósitos glacimarininos permite demarcar un límite de secuencia depositacional dentro de esta faja, de modo que la jerarquía estratigráfica de Formación sería inválida para esta unidad.

9.3. RELACIÓN ENTRE LAS FAJAS ORIENTAL Y OCCIDENTAL

Si bien no se han encontrado niveles estratigráficos que permitan correlacionar con seguridad ambas fajas, se proponen cuatro posibilidades de correlación que deberán ser corroboradas con estudios más detallados (Fig. 9.3). Las tres primeras posibilidades de correlación se basan en similitudes litológicas y paleoambientales. En estos casos se asume que ambas fajas corresponden a una misma unidad litoestratigráfica y genética de relleno.

En el primer modelo (Fig. 9.3b) se correlaciona el sistema de lóbulos de llanura abisal de la faja Oriental con las dos etapas de lóbulos de la faja Occidental. El sistema de talud oriental no tendría equivalente en la faja Occidental. Los depósitos glacimarininos tampoco tendrían equivalente en la faja Oriental; sin embargo, estos depósitos marcan un límite de secuencia depositacional que debería reconocerse en ambas fajas.

El segundo modelo (Fig. 9.3c) correlaciona el sistema de lóbulos de llanura abisal de la faja Oriental con el sistema de lóbulos del techo de la faja Occidental. Los depósitos glacimarininos se corresponderían con las pelitas basales de la faja Oriental, de asignación paleoambiental dudosa. En la faja Occidental se reconocerían dos secuencias depositacionales, mientras que en la faja Oriental sólo se reconocería la secuencia superior.

En el tercer modelo (Fig. 9.3d) se correlaciona el sistema de lóbulos de llanura abisal de la faja Oriental con el sistema de lóbulos de la base de la faja Occidental; mientras que los lóbulos de llanura abisal del techo de la faja Occidental serían equivalentes distales del sistema de talud de la faja Oriental. Los depósitos glacimarininos no tendrían un claro equivalente en la faja Oriental.

Sobre la base de las edades disponibles en cada faja se plantea un cuarto modelo (Fig. 9.3e), en el cual no habría correlación entre ambas fajas, ya que los depósitos de la faja Occidental (580 Ma, Perón Orrillo *et al.*, 2012) serían más antiguos que los de la faja

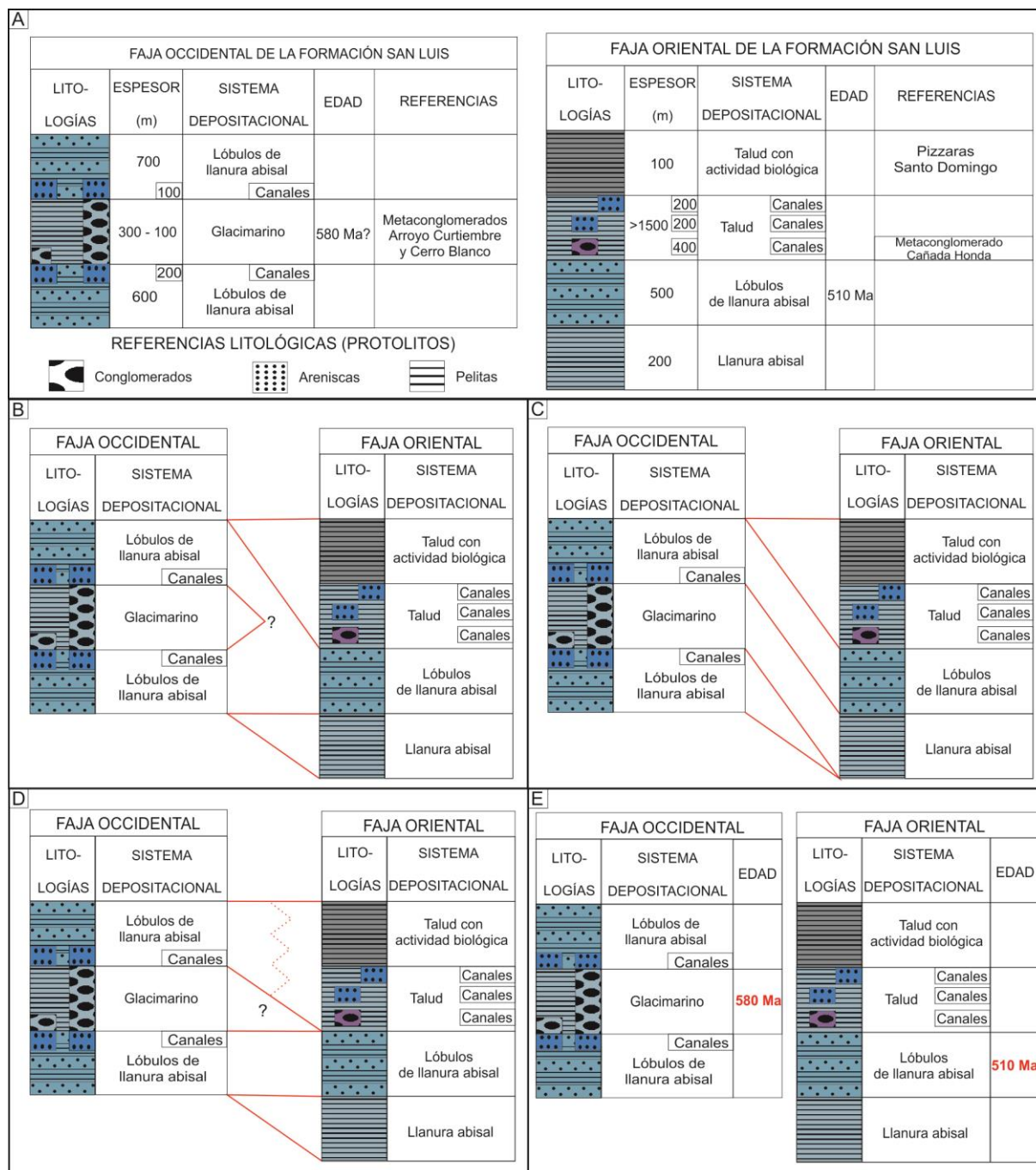


Figura 9.3 Columnas estratigráficas de las fajas Oriental y Occidental de la Formación San Luis y las distintas posibilidades de correlación. **a, b, c)** Modelos basados en correlaciones litológicas y paleoambientales. **d)** Modelo basado en las edades disponibles, según el cual no habría correlación entre ambas fajas.

Oriental (510 Ma, Drobe *et al.*, 2011). Ya que los depósitos glacimarininos marcan un límite de secuencia depositacional, se pueden establecer dos secuencias en la faja Occidental. Por su parte, la faja Oriental conformaría una tercer secuencia depositacional. La información disponible al momento permite asumir que el cuarto modelo es la opción más probable.

Tampoco se han encontrado indicadores claros de paleocorrientes en ninguna de las dos fajas. Sin embargo, la geometría de los complejos de canales de ambas fajas indicaría una dirección general de paleocorrientes hacia el oeste o bien hacia el este.

CAPITULO 10 – DISCUSIÓN

En este capítulo se discutirán aspectos relativos a la edad de la Formación San Luis y su relación con otras unidades metasedimentarias, tanto en el ámbito de la sierra de San Luis como a nivel macroregional. Finalmente, sobre la base de esta discusión se propone un modelo evolutivo para ambas fajas de la Formación San Luis.

10.1. LA FORMACIÓN SAN LUIS EN EL CONTEXTO REGIONAL DE SEDIMENTACIÓN

La información disponible al respecto de la edad de la Formación San Luis y su relación con otras unidades metasedimentarias a nivel macroregional es escasa y en ocasiones contradictoria, lo cual ha llevado a postular diversas hipótesis que, en muchos casos, son mutuamente excluyentes.

La primera propuesta de edad para la Formación San Luis corresponde a Prozzi (1990), quien correlacionó esta unidad con la Formación Puncoviscana, de edad neoproterozoico superior – cámbrica (Aceñolaza y Toselli, 1981); sobre la base de similitudes regionales y ambientes depositacionales. Esta propuesta ha sido compartida por varios autores (Toselli, 1990; Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; Rapela *et al.*, 1998; Söllner *et al.*, 2000; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005); sin embargo, estudios más recientes han demostrado que la Formación Puncoviscana presenta mayores similitudes geoquímicas y radimétricas con el Complejo Metamórfico Conlara que con la Formación San Luis (Steenken *et al.*, 2004; 2006; Prozzi y Zimmermann, 2005; Drobe *et al.*, 2009).

A escala regional, Rapela *et al.* (2015) diferencian dos series de unidades sedimentarias y metasedimentarias en las Sierras Pampeanas, Famatina y el noroeste argentino, en función de su relación con el ciclo orogénico Pampeano. Las metasedimentitas depositadas antes o durante el ciclo Pampeano (Ediacarano – Cámbrico temprano) incluyen a las formaciones Puncoviscana y Ancasti; el Complejo Metamórfico Conlara; las metamorfitas de las sierras de Ancasti, Córdoba y Norte de Córdoba y la serie Ancaján. Por otro parte, las sedimentitas y metasedimentitas depositadas entre el final del ciclo orogénico Pampeano y el inicio del ciclo orogénico Famatiniano (Cámbrico medio – Ordovícico temprano) conforman la serie Postpuncoviscana e incluyen a la Formación San Luis, el Complejo Metamórfico Pringles, los complejos metamórficos de las sierras de Los Llanos–Ulapes, Velazco, Ambato y Valle Fértil, el Grupo Mesón y las formaciones Negro Peinado y Achavil. Esta serie está conformada predominantemente por depósitos turbidíticos de talud y cuenca profunda, tales como las metasedimentitas de alto grado de la Sierra de Valle Fértil (Cristofolini *et al.*, 2012), la Formación Negro Peinado (Clemens y Miller, 1996) y la Formación San Luis con sus equivalentes de mayor grado metamórfico; con menor participación de depósitos de plataforma, tales como la Formación Achavil (Collo y Astini, 2008) y el Grupo Mesón (Sánchez y Salfity, 1999). La depositación habría tenido lugar en cuencas de antepaís, desarrolladas entre el orógeno Pampeano y la placa oceánica

protoPacífica (Benedetto, 2004; Cristofolini *et al.*, 2012; Verdecchia *et al.*, 2014) y en menor medida en cuencas intracratónicas (Sánchez y Salfity, 1999). Todas las unidades que conforman esta serie muestran un patrón detrítico común a muchas áreas del orógeno de Terra Australis, el cual está definido por un gran pico del Cámbrico temprano (525 Ma) junto a un pico del Neoproterozoico (600–680 Ma), mientras que las edades mesoproterozoicas son subordinadas; lo cual indica que las áreas fuentes predominantes durante el relleno de estas cuencas fueron los cinturones orogénicos formados durante el ensamble de Gondwana, en desmedro de los terrenos mesoproterozoicos que habían formado el principal aporte durante el ciclo anterior (Rapela *et al.*, 2015). El inicio del magmatismo y metamorfismo asociado al ciclo orogénico Famatiniano marca el final de la sedimentación para estas cuencas, tal como se registra en las sierras de San Luis, Los Llanos–Ulapes, Ambato y Valle Fértil (Stuart-Smith *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000; Steenken *et al.*, 2006; Drobe *et al.*, 2011; De los Hoyos *et al.*, 2011; Larrovere *et al.*, 2011; Verdecchia *et al.*, 2011; Casquet *et al.*, 2012); en tanto que en la sierra de Famatina, la Formación Negro Peinado es superpuesta por los depósitos volcánoclasticos de la Formación Volcancito que indican el inicio de un nuevo sistema de subducción a los 490 Ma (Collo *et al.*, 2009). El Complejo Metamórfico La Cébila sería sincrónico al arco magmático Famatiniano, ya que presenta fósiles de edad ordovícica temprana (Verdecchia *et al.*, 2007). En el noroeste argentino, la fase diastrófica Irúyica separa los grupos Mesón y Santa Victoria, marcando el límite entre los episodios de *sinrift* y *postrift* de la cuenca intracratónica (Sánchez y Salfity, 1999).

La mayor diferencia entre la Formación San Luis y el resto de la Serie Postpuncoviscana es la presencia de depósitos glacimarinicos en la faja Occidental de la Formación San Luis (Rivarola *et al.*, 2011; Perón Orrillo *et al.*, 2012; Perón Orrillo y Rivarola 2014). Los únicos depósitos de posible filiación glacial en las Sierras Pampeanas y el noroeste argentino se encuentran en el Grupo Lerma o Formación Puncoviscana *sensu lato* (Aceñolaza y Aceñolaza, 2005). Corresponden a: las metadiamicritas de la Formación Sancha, infrayacentes a las calizas de Formación Las Tienditas (Toselli *et al.*, 2005), un nivel arenoso-arcilloso dispersamente conglomerádico, asociado a las calizas de Volcán–Tumbaya (Loss y Giordana, 1952) y los metaconglomerados de la Formación Corralito en el tope del Grupo Lerma (Loss y Giordana, 1952). Sin bien su afiliación a depósitos glaciares es discutida (van Standen y Zimmermann, 2003; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005), corresponderían a eventos glaciares del Neoproterozoico tardío correlacionables con los metaconglomerados de la faja Occidental de la Formación San Luis.

10.2. LA FORMACIÓN SAN LUIS EN EL CONTEXTO DE LA SIERRA DE SAN LUIS

En la sierra de San Luis se reconoce claramente el ciclo orogénico Famatiniano, producto de la colisión del Terreno Cuyania contra el margen occidental de Gondwana (Ramos, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1992; Sato *et al.*, 2003). La fase orogénica principal habría tenido lugar entre los 490 Ma y 460 Ma, con el desarrollo de metamorfismo de bajo a alto

grado, asociado a un arco mágmático hasta su cierre por colisión (Sato *et al.*, 2003; Rapela *et al.*, 2007). La fase tardía a postorogénica se desarrolló entre los 414 y 351 Ma, cuando se desarrollaron las fajas de cizalla regionales (Sato *et al.*, 2003).

En tanto, la actividad del ciclo orogénico Pampeano, ampliamente reconocido en el resto de las Sierras Pampeanas Orientales, aún no ha podido ser esclarecida en la sierra de San Luis. De la variedad de hipótesis sobre la causa de la orogenia Pampeana sintetizadas por Ramos *et al.* (2014), una posibilidad es la subducción de una dorsal centro-oceánica activa bajo el cratón del Río de La Plata y la contracción ortogonal del prisma acrecional, propuesto por Gromet y Simpson (2000). La subducción habría tenido lugar entre los 555 y los 525 Ma, produciendo un prisma de acreción y un arco calcoalcalino que culmina con la subducción de una dorsal centro-oceánica y da lugar a un pulso orogénico de corta vida, asociado a metamorfismo de alto grado y magmatismo peraluminoso y máfico emplazado en el prisma de acreción (Gromet y Simpson, 2000; Ramos *et al.*, 2014).

En este contexto, el ambiente tectónico de sedimentación de la Formación San Luis y sus relaciones temporales con las demás unidades de la sierra de San Luis aún son tema de debate, si bien existe cierto consenso en agrupar a la Formación San Luis con el Complejo Metamórfico Pringles en una misma sucesión sedimentaria. Cabe recordar que todos los estudios sobre geoquímica de procedencia y dataciones radimétricas han sido efectuados en la faja Oriental de la Formación San Luis y luego extrapolados a la faja Occidental, bajo la premisa de que ambas fajas se depositaron sincrónicamente. En el presente trabajo se optó por interpretar cada faja por separado; ya que no se han reconocido niveles de correlación entre ellas y las evidencias disponibles indican que serían diacrónicas y la faja Occidental sería unos 70 Ma más antigua que la faja Oriental (apartado 9.3).

La faja Oriental de la Formación San Luis correspondería al techo de una secuencia sedimentaria, cuya base correspondería al Complejo Metamórfico Pringles. Ambas unidades serían parte de lo que Rapela *et al.* (2015) denominan serie Postpuncoviscana (apartado 10.1). Las edades de sedimentación de ambas unidades son similares, ya que el Complejo Metamórfico Pringles se habría depositado en algún momento entre los 545 ± 8 y 498 ± 10 Ma (Sims *et al.*, 1998; Steenken *et al.*, 2006), mientras que la faja Oriental de la Formación San Luis se habría depositado con posterioridad a los 510 Ma (Drobe *et al.*, 2011). Según von Gosen (1998) la Formación San Luis y los micaesquistos del Complejo Metamórfico Pringles formarían parte de una misma sucesión clástica, en la que estos últimos representan porciones corticales más profundas. Cabe destacar que ambas unidades presentan un protolito similar, dominado por sucesiones de areniscas y fangolitas en proporciones variables, con participación de escasos bancos calcosilicáticos (Morosini, 2011; Rodríguez, 2012; Enríquez, 2013; Sallés, 2013). Asimismo, sobre la base de sus características geoquímicas, se ha propuesto que los protolitos del Complejo Metamórfico Pringles y la Formación San Luis fueron depositados juntos en un retroarco formado tras la orogenia

Pampeana (López de Luchi *et al.*, 2003; Steenken *et al.*, 2006, 2008; Drobe *et al.*, 2009, 2011). Este ambiente extensional habría propiciado la intrusión de rocas máficas en la base de la unidad generando la fuente de calor necesaria para causar el metamorfismo en facies granulitas del Complejo Metamórfico Pringles (Hauzenberger *et al.*, 2001; Drobe *et al.*, 2009, 2011). El cierre de dicha cuenca de retroarco habría causado la primera deformación en la base de la pila sedimentaria mientras continuaba la sedimentación en su techo (Steenken *et al.*, 2004). Estas interpretaciones consideran que las capas de rocas ígneas félsicas intercaladas en la Formación San Luis serían sinsedimentarias, sin embargo, los trabajos más recientes tienden a considerarlas postsedimentarias y asociadas a los procesos magmáticos ocurridos durante la fase de deformación responsable de su foliación principal durante la orogénesis Famatiniana (Casquet *et al.*, 2014). Otra propuesta, también basada en análisis geoquímicos de procedencia, sugiere que tanto la Formación San Luis como el Complejo Metamórfico Pringles se habrían depositado en una cuenca de antepaís formada por materiales reciclados y de composición parcialmente felsítica (Prozzi y Zimmermann, 2005), que han sido asignados por Drobe *et al.* (2011) a una fuente Pampeana temprana (570 Ma) y otra Pampeana tardía (517 Ma). Este ambiente tectónico de sedimentación es coincidente con los propuestos para el resto de las sedimentitas y metasedimentitas depositadas en el oeste y noroeste argentino entre los ciclos orogénicos Pampeano y Famatiniano (Benedetto, 2004; Cristofolini *et al.*, 2012; Verdecchia *et al.*, 2014).

En función de la relación estructural entre la Formación San Luis, el Complejo Metamórfico Pringles y los cuerpos intrusivos ígneos, Sims *et al.* (1998) propusieron que la Formación San Luis se habría depositado en una cuenca de retroarco formada durante la etapa de descompresión del ciclo orogénico Famatiniano en el Ordovícico superior, siendo deformada y metamorfozada durante el ciclo orogénico Achaliano. Sin embargo, esta propuesta ha sido descartada por las dataciones radiométricas realizadas en la Formación San Luis y los granitoides que la intruyen.

La faja Occidental de la Formación San Luis difiere de la faja Oriental y del resto de las unidades metasedimentarias de la sierra de San Luis, debido a la presencia de los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco de filiación glacimarina. Cabe recordar que Perón Orrillo *et al.* (2012) correlacionaron los metaconglomerados de la faja Occidental con el Metaconglomerado Cañada Honda de la faja Oriental, interpretándolos en conjunto como depósitos glacimarininos correspondientes a la glaciación global Gaskiers (580 Ma) y asumiendo que ambas fajas de la Formación San Luis se depositaron sincrónicamente durante el Neoproterozoico superior. En el presente trabajo se ha demostrado que dicha correlación es incorrecta, ya que el metaconglomerado Cañada Honda no es de origen glacimarino. Sin embargo, se mantiene la asignación de los metaconglomerados de la faja Occidental como depósitos glacimarininos correspondientes a la glaciación Gaskiers. Así, la faja Occidental tendría una edad neoproterozoica tardía y se

habría depositado con anterioridad al ciclo orogénico Pampeano, mientras que la faja Oriental tendría de edad cámbrica media a superior y se habría depositado entre la finalización del ciclo orogénico Pampeano y el inicio del ciclo orogénico Famatiniano. De todos modos, ante la falta de evidencia contundente al respecto, no se descarta la posibilidad de que los metaconglomerados de la faja Occidental de la Formación San Luis correspondan a una glaciación local relacionada a una paleolatitud alta. En tal caso, los depósitos de la faja Occidental podrían ser anteriores, posteriores o sincrónicos a los depósitos de la faja Oriental. Se requiere de una datación radimétrica detallada de cada faja de la Formación San Luis para poder confirmar cualquiera de las hipótesis propuestas.

En cuanto al Complejo Metamórfico Conlara, tanto su edad de depositación como su estilo estructural difieren del resto de unidades metasedimentarias de la sierra de San Luis y hacen pensar en una historia geológica diferente. Este complejo tendría una edad máxima de sedimentación de 587 ± 7 Ma (Steenken *et al.*, 2006) y ha sido interpretado como equivalente a las porciones corticales más profundas de la Formación Puncoviscana (Steenken *et al.*, 2004, 2006; Prozzi y Zimmermann, 2005; Drobe *et al.* 2009; Martino *et al.*, 2009). Así, este complejo metamórfico habría actuado como basamento de la cuenca durante la sedimentación de los protolitos del Complejo Metamórfico Pringles y la faja Oriental de la Formación San Luis. Por su parte, la faja Occidental de la Formación San Luis se habría depositado sincrónicamente con el protolito del Complejo Metamórfico Conlara.

El Complejo Metamórfico Nogolí también presenta una historia geológica confusa y se han propuesto varias edades de sedimentación, desde mesoproterozoica hasta cámbrica superior (Sato *et al.*, 2001; González *et al.*, 2002; Sato *et al.*, 2006; Steenken *et al.*, 2006; Drobe *et al.*, 2009). Tal variabilidad podría deberse a que este complejo estaría conformado por escamas de materiales depositados en diferentes edades, las cuales habrían sido ensambladas en su configuración actual durante la deformación famatiniana, al encontrarse este complejo en el frente de colisión del orógeno. En tal sentido, se destaca la presencia de escamas de bajo grado metamórfico con un protolito similar al de la Formación San Luis, pudiendo tratarse de unidades contemporáneas (González, 2003). Asimismo, Ortiz Suárez (1999), Carugno Durán y Ortiz Suárez (2000) y Morosini (2011) explican la abundancia de rocas máficas y sus características, postulando que parte del Complejo Metamórfico Nogolí correspondería a un arco de islas de edad precámbrica. Este arco de islas pudo haber sido tanto el área fuente como el basamento donde se depositó el protolito sedimentario del Complejo Metamórfico Nogolí y de la faja Occidental de la Formación San Luis.

10.3. MODELO EVOLUTIVO DEL PROTOLITO DE LA FORMACIÓN SAN LUIS

En la figura 10.1 se desarrolla un posible modelo evolutivo de la Formación San Luis, a partir de la evidencia discutida en este capítulo.

Este modelo inicia antes de los 580 Ma con la conformación del arco de islas del Complejo Metamórfico Nogolí por subducción de corteza oceánica desde el oeste. En su

talud oriental se depositan los materiales que constituirán la faja Occidental de la Formación San Luis (Fig. 10.1a). Sincrónicamente comienza la sedimentación de los protolitos del Complejo Metamórfico Conlara como parte de la Serie Puncoviscana, de amplio desarrollo

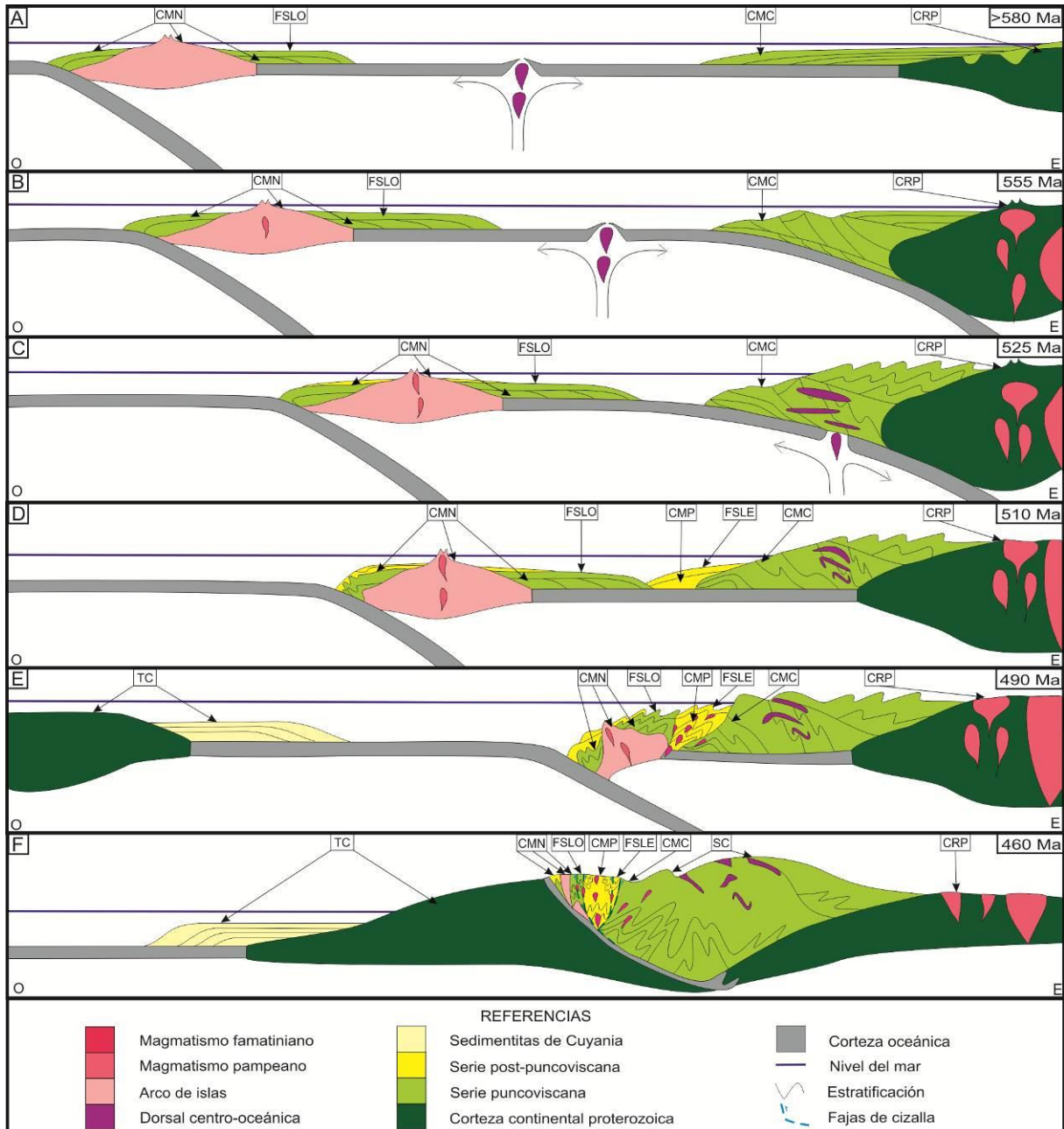


Figura 10.1. Modelo evolutivo propuesto para la Formación San Luis. **a)** Depositación del protolito de la faja Occidental de la Formación San Luis en el talud del arco de islas del Complejo Metamórfico Nogolí. **b)** Inicio de la subducción bajo el cratón Río de la Plata, durante el ciclo orogénico Pampeano. **c)** Clímax del ciclo orogénico Pampeano por subducción de la dorsal centro-oceánica por debajo de los sedimentos de la Serie Puncoviscana. **d)** Depositación del protolito de la faja Oriental de la Formación San Luis en el antepaís del orógeno Pampeano. **e)** Acreción del arco de islas del Complejo Metamórfico Nogolí e inicio de la actividad del arco magmático durante el ciclo orogénico Famatiniano. **f)** Clímax del ciclo orogénico Famatiniano por colisión del Terreno Cuyania contra el margen occidental de Gondwana, deformación de ambas fajas de la Formación San Luis. Referencias: FSLO: Faja Occidental de la Formación San Luis. FSLE: Faja Oriental de la Formación San Luis. CMN: Complejo Metamórfico Nogolí. CMP: Complejo Metamórfico Pringles. CMC: Complejo Metamórfico Conlara. CRP: Cratón Río de la Plata. TC: Terreno Cuyania. SC: Sierras de Córdoba y Comechingones.

en la sierra de Córdoba. Este complejo se ubicaría en la plataforma occidental del cratón Río de la Plata, el cual habría actuado como un margen pasivo separado del arco de islas por una dorsal centro-oceánica.

A los 555 Ma comienza la subducción de la corteza oceánica por debajo del cratón Río de la Plata. Los protolitos del Complejo Metamórfico Conlara y el resto de la Serie Puncoviscana conforman un prisma de acreción, mientras que el Complejo Metamórfico Nogolí y la faja Occidental de la Formación San Luis se desplazan hacia el este (Fig. 10.1.b). A los 525 Ma la orogenia Pampeana alcanza su clímax al subductarse la dorsal centro-oceánica generando metamorfismo de alto grado en el prisma de acreción por emplazamiento de magmatismo peraluminoso y máfico. El arco de islas del Complejo Metamórfico Nogolí detiene su avance hacia el este, pero sigue funcionando y aportando sedimentos que cubren a la faja Occidental de la Formación San Luis (Fig. 10.1c).

Luego de los 525 Ma se conforma una cuenca de antepaís al oeste del orógeno pampeano, donde se deposita el protolito del Complejo Metamórfico Pringles y, a partir de los 510 Ma, la faja Oriental de la Formación San Luis (Fig. 10.1d). Esta cuenca se cierra a los 490 Ma debido a la acreción del arco de islas al borde occidental del Gondwana, momento en que se emplazan los primeros intrusivos del arco magmático y originan el primer metamorfismo de los complejos metamórficos Nogolí y Pringles (Fig. 10.1e).

A los 460 Ma ocurre la colisión del Terreno Cuyania contra el margen occidental de Gondwana, lo que causa la inversión tectónica de las unidades metamórficas de la sierra de San Luis y produce la segunda deformación de los complejos metamórficos Nogolí y Pringles, así como la primera deformación de ambas fajas de la Formación San Luis (Fig. 10.1f).

CAPITULO 11 – CONCLUSIONES

11.1. ESTRUCTURA

11.1.1. La Formación San Luis muestra una importante deformación. Como parte de ésta se reconoce un plegamiento F_1 con pliegues de primer orden, kilométricos a hectométricos y de mayor orden, hasta centimétricos. Su geometría es asimétrica, cerrada e inclinada con vergencia variable al NO y ESE. Los ejes de estos pliegues tienen rumbo variable entre NE y ENE, con leve inmersión al NE.

11.1.2. F_1 generó un clivaje de plano axial (S_1) que es la estructura principal y más penetrativa de la Formación San Luis, desarrollada en facies metamórfica de esquistos verdes. S_1 posee dirección NNE con oscilaciones al NE y N, buzamiento subvertical al NO y SE y leve inmersión al NE. Asimismo, S_1 es subparalela a la superficie de estratificación original (S_0) y se presenta localmente deformada por un clivaje de crenulación (S_2) de orientación NO.

11.1.3. El plegamiento de las capas de rocas ígneas félsicas varía de subconcordante a discordante respecto del plegamiento de las metasedimentitas. Asimismo, se han reconocido intersecciones entre estas capas y S_0 . Por lo tanto, se interpreta a estas capas como *sills* o diques cuya intrusión fue sincinemática respecto de la deformación.

11.1.4. Ambas fajas de la Formación San Luis están delimitadas por fajas de cizallas dúctiles de dirección NE a ENE y cinemática variada. Por otra parte, se reconocen fajas de cizalla dúctil internas en ambas fajas.

11.1.5. En la faja Oriental se observa la cizalla Santo Domingo, de dirección ENE y desplazamiento dextral. Se la vincula al adelgazamiento de esta faja y el quiebre de la dirección dominante de las estructuras desde NE a ENE.

11.1.6. En la faja Occidental se han reconocido dos cizallas dúctiles internas con dirección NE. La cizalla Cerro Blanco (centro) posee desplazamiento sinistral, mientras que la cizalla Arroyo Durazno (norte) tiene desplazamiento dextral. Ambas cizallas permitieron reacomodar las metasedimentitas cuando se intruyó la Tonalita Gasparillo, al oeste de la Formación San Luis.

11.1.7. La polaridad predominante de la faja Oriental es hacia el oeste. En tanto, la polaridad de la faja Occidental es hacia el este en el borde oriental y hacia el oeste en el borde occidental.

11.1.8. Se calculó un espesor máximo sin descomprimir de 3.100 m en la faja Oriental y de 1.700 m en la faja Occidental.

11.2. SEDIMENTOLOGÍA

11.2.1. En las metasedimentitas de la Formación San Luis se han reconocido 10 litofacies sedimentarias, cuyas características generales se detallan en la tabla 11.1.

FACIES		TEXTURA		ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	LITOSOMA		INTERPRETACIÓN		
		MODAS	FÁBRICA		GEOMETRÍA	ESPESOR	PROCESO	RÉGIMEN	FLUJO
C	Cfm	E: Guijarro a Bloque M: Fango	S: Matriz T: Abierta	Masiva con clastos subhorizontales	Irregular amalgamada	dm	Congelamiento cohesivo	Supercrítico	De detritos cohesivos
	Caa	E: Guijarro a Guijón M: Arena a Fango	S: Matriz a clasto T:Semicerrada	Gradación inversa basal Clastos subhorizontales y protruidos	Tabular amalgamada		Congelamiento friccional		Hiperconcentrado no cohesivo
	Cac					dm – m	Segregación de la fracción gruesa por dilución del flujo		De detritos no cohesivos
	Sg	E: Gránulo a Arena gruesa M: Fango a Arena	S: Matriz a clasto T: Vaque	Masiva o gradación normal	Lenticular amalgamada	dm	Tracción – decantación		Turbidítico de alta densidad
A	Vg	E: Arena gruesa M: Fango		Masiva				cm – dm	Supercrítico a subcrítico
	Vf	E: Arena fina M: Fango		Masiva Laminación horizontal y/o cruzada	Tabular amalgamada				
	Fm	Fango		S: Fango		Masiva		Irregular	cm
FI									
Fcl	Fango con materia orgánica	Laminación horizontal	Laminar	mm – cm	Suspensión – decantación	Icebergs y mantos de hielo glacimarinero			
FGI	E: Gránulo a Guijarro M: Fango	S: Matriz T: Abierta					Laminación horizontal deformada por dropstones	cm – m	Caída de detritos

Tabla 11.1. Características principales de las litofacies reconocidas en la Formación San Luis. Referencias: C: conglomerados, A: areniscas, F: fangolitas, E: esqueleto, M: matriz, S: soporte, T: textura, m: métrico, dm: decimétrico, cm: centimétrico, mm: milimétrico.

11.2.2. Se han definido e interpretado paleoambientalmente 9 asociaciones de facies, cuyas características generales se resumen en la tabla 11.2.

AF	FACIES	GEOMETRÍA	ESPESOR	CONTACTOS	PROCESOS		ELEMENTO	SISTEMA
I	Cfm-Fm	Tabular aparente	dm	B: Neta a erosiva T: Neto	Flujos de detritos cohesivos con remanentes turbidíticos de baja densidad		Cañón de talud	Talud y llanura abisal
II	Caa-Vf-FI		dm-m		Flujos hiperconcentrados no cohesivos y remanentes turbidíticos de baja densidad	Congelamiento friccional		
III	Cac-Vf-FI	Irregular		Segregación gradual por dilución del flujo				
IV	Sg-Vg-Vf	Lenticular	dm	B: Erosiva T: Neto	Flujos turbidíticos desacelerantes con densidad decreciente	Gravoarenosos	Cañón Canal	
V	Vg-Vf-FI	Lenticular a irregular				Arenosos	Albardón Lóbulo	
VI	Vf-FI	Tabular a irregular	cm-dm					
VII	FI	Tabular	hm-km	B: Neta T: Neto	Decantación de material suspendido	Sin productividad orgánica	Talud	Talud y llanura abisal Glacimarinero
VIII	FI-Fcl	Laminar	mm-cm			Intensa productividad orgánica	Albardón externo Lóbulo distal	
IX	FI-FGI	Tabular	dm-m			Material transportado por icebergs y capas de hielo marino	Máximo proglacial	

Tabla 11.2. Características principales de las asociaciones de facies reconocidas en la Formación San Luis. Referencias: B: base, T: techo, km: kilométrico, hm: hectométrico, m: métrico, dm: decimétrico, cm: centimétrico, mm: milimétrico.

11.3. ESTRATIGRAFÍA

11.3.1. En la Formación San Luis se han reconocido dos sistemas depositacionales. El más ampliamente distribuido es el sistema de talud y llanura abisal, que ocupa toda la faja Oriental y la mayor parte de la faja Occidental. El otro es un sistema glacimarinero que se reconoce únicamente en la faja Occidental.

11.3.2. El sistema glacimarinero representaría un límite de secuencia depositacional, de modo que en la faja Occidental se reconocen dos secuencias depositacionales. Por su parte, en la faja Oriental se reconoce otra secuencia depositacional que podría o no estar relacionada con alguna de las secuencias de faja Occidental. Todo esto pone en duda la jerarquía estratigráfica de Formación para esta unidad.

11.3.3. La evolución estratigráfica de la faja Oriental puede dividirse en dos grandes

intervalos. El intervalo inferior tiene 600 m de espesor mínimo y representa la instalación de lóbulos arenosos (AFV–VI) en una llanura abisal (AFVII). El intervalo superior tiene unos 2500 m de espesor y representa un talud continental (AFVII–VIII) surcado por complejos de canales conglomerádicos (AFI–II–III) y arenosos (AFIV–V). Este arreglo cicloestratigráfico se puede explicar a partir de la progradación normal de un sistema de talud sobre lóbulos de llanura abisal.

11.3.4. La evolución estratigráfica de la faja Occidental puede dividirse en tres intervalos. El intervalo inferior tiene 600 m de espesor mínimo y representa la instalación de lóbulos arenosos de llanura abisal (AFV–VI) asociados con complejos de canales (AFIV). El segundo intervalo tiene 300 m de espesor máximo y corresponde a un canal o complejo de canales de *by pass* relleno por depósitos glacimarininos (AFVII–IX). El intervalo superior tiene 700 m de espesor mínimo y representa la reinstalación de lóbulos arenosos de llanura abisal (AFV–VI) asociados con complejos de canales (AFIV). Este arreglo estratigráfico se puede explicar como una pausa en la sedimentación normal del sistema de llanura abisal, debida a un periodo glacial.

11.3.5. No se han encontrado niveles estratigráficos que permitan correlacionar ambas fajas con exactitud, por lo que se proponen cuatro posibilidades de correlación. Las tres primeras se basan en correlaciones litológicas y paleoambientales, asumiendo que los depósitos de ambas fajas corresponden a una misma unidad litoestratigráfica y genética de relleno, donde los lóbulos de llanura abisal de la faja Occidental serían total o parcialmente correlacionables con el lóbulo y talud de la faja Oriental.

11.3.6. Sobre la base de las edades disponibles en cada faja se plantea la posibilidad de que no exista correlación entre ambas fajas, ya que se habrían depositado en cuencas diferentes y diacrónicas. El protolito de la faja Occidental (580 Ma) se habría depositado antes de la orogenia Pampeana, mientras que el de la faja Oriental (510 Ma) lo habría hecho entre las orogenias Pampeana y Famatiniana. La información disponible al momento permite asumir que este modelo es la opción más probable.

11.4. NUEVAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Se considera que este trabajo clarifica y detalla varios puntos importantes en el conocimiento de la sedimentología y estratigrafía del protolito de las metamorfitas de bajo grado de la sierra de San Luis. No obstante, aún restan por resolver varios interrogantes y surgen nuevas líneas de investigación a partir del modelo estratigráfico propuesto:

Se deben realizar análisis estructurales más detallados y que tomen en cuenta las distintas litologías de la Formación San Luis, a fin de mejorar el grado de comprensión de la deformación que afectó a la Formación San Luis. Asimismo, esto permitirá determinar con mayor precisión la polaridad y los espesores de cada pila sedimentaria.

También es necesario profundizar en el estudio de las litofacies sedimentarias con el objetivo de reconocer las estructuras de corriente que aún no se han podido observar. Esto,

sumado a los análisis estructurales de detalle, permitiría reconocer las direcciones de paleocorrientes y dar mayor detalle al modelo paleogeográfico.

Otro estudio que permitirá comprobar la validez del modelo propuesto es la determinación de procedencia y edad de sedimentación del protolito mediante datación de circones detríticos y análisis geoquímicos. Un estudio sistemático permitirá determinar variaciones entre ambas fajas y en distintos sectores de la pila sedimentaria. Esta investigación se encuentra actualmente en curso.

Si bien las primeras búsquedas de trazas y restos fósiles no dieron resultados, se debe intentar una nueva búsqueda sistemática. Para esto es recomendable prestar especial atención a las facies de fangolitas y los sectores donde haya mayor paralelismo entre las superficies de estratificación original (S_0) y de clivaje de plano axial (S_1).

Las capas de rocas ígneas félsicas que se intercalan en la Formación San Luis deben ser estudiadas, con el objetivo de resolver su relación estructural con la roca de caja, determinar si existen variaciones composicionales entre las distintas capas y realizar dataciones detalladas y sistemáticas.

CAPITULO 12 – BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. y G. Aceñolaza**, 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico – Cámbrico temprano del Noroeste Argentino. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12: 65–87.
- Aceñolaza, F.G. y A.J. Toselli**, 1981. *Geología del noroeste argentino*. Publicaciones Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 1287, I-212.
- Alonso Pérez, R.**, 2002. *Estudio petrológico y estructural de la tonalita de Tamboreo y rocas metamórficas encajantes, San Luis, Argentina*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada. 77 pp. (inédito).
- Avé Lallemant, G.**, 1875. Apuntes sobre la Geognosia de la sierra de San Luis. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 1 (5).
- Azcuy, C., R. Andreis, A. Cuerda, M.V. Pensa, D.A. Valencio y J.F. Vilas**, 1987. Cuenca Paganzo. En: S. Archangelsky (Ed.): *Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis. Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 41–99.
- Benedetto, J.L.**, 2004. The allochthony of the Argentine Precodillera ten years later (1993-2003): a new paleobiogeographic test of the microcontinental model. *Gondwana Research* 7: 1027–1039.
- Bennett, M.M. y N.F. Glasser**, 2009. *Glacial geology: ice sheets and landforms*, 2nd. John Wiley & Sons, Reino Unido, 364 pp.
- Blackwelder, E.**, 1931. Desert plains. *Journal of Geology* 39: 133–140.
- Borda, S.E.**, 1989. *Geología y petrografía de la zona de Cerros Largos, provincia de San Luis*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 94 pp. (inédito).
- Bossellini, A., E. Mutti y F. Ricci-Luchi**, 1989. *Rocce e successioni sedimentarie*. Unione Tipografica Editrice Torinese, Torino, 395 pp.
- Bouma, A.H.**, 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Brodtkorb, M. y N. Pezzutti**, 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociados a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En: M.K. de Brodtkorb (Ed.): *Geología de los Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba*. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata 1: 169–184.
- Brodtkorb, M. K. de y A. Ortiz Suárez**, 1999. Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis. En: O. Zappettini (Ed.): *Recursos Minerales de la República Argentina*. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR 35: 227–231.
- Brodtkorb, M., N. Pezzutti y L.H. Dalla Salda**, 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de San Luis. *Actas del 9° Congreso Geológico Argentino*, 2: 181–190, San Carlos de Bariloche.
- Brodtkorb, M., N. Pezzutti, S. Poma y R. Fernández**, 2009. Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámbricas de la Sierra de San Luis. *RAGA* 65: 429–445.
- Brogioni, N.**, 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. *Actas del 10° Congreso Geológico Argentino*, 4: 115–118, Tucumán.
- Brogioni, N.**, 1993. El batolito de Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geocronología Rb/Sr y ambiente tectónico. *Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 54–60, Mendoza.

- Brogioni, N. y A. Ribot**, 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. *RAGA* 49: 269–283.
- Brogioni, N., P. Parrini y E. Pecchioni**, 1994. Magmatismo pre y sincolisional en el cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. *Actas del 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 962–965, Concepción.
- Camacho, A. y T.R. Ireland**, 1997. *U-Pb geochronology. Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Project*. Australian Geological Survey, 134 pp. (inédito).
- Capitanelli, R. y M. Zamorano**, 1972. Geografía Regional de la Provincia de San Luis. Boletín de Estudios Geográficos XIX (74–77). Facultad de Filosofía y Letras, UNC. Mendoza.
- Carugno Durán, A.**, 1993. *Geología y petrografía de los alrededores de La Florida*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 66 pp. (inédito).
- Carugno Durán, A.**, 1998. Geología y petrografía de la Sierra de Socoscora. Provincia de San Luis. República Argentina. *Acta del 2° Congreso Uruguayo de Geología*, 108–112, Montevideo.
- Carugno Duran, A. y A. Ortiz Suárez**, 2000. The news evidence of precambrian island arc in the Pampeanas Orientales terranes, Argentina. *31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro.
- Casquet, C., C. Rapela, R. Pankhurst, E.G. Baldo, C. Galindo, S. Verdecchia, J. Dahlquist, J. Murra y C.M. Fanning**, 2012. A post-Pampean Middle to Late Cambrian siliciclastic platform on the proto-Andean margin of Gondwana and its paleogeographical implications. *Geología de la Cordillera de Los Andes y su antepaís. VIII Congreso Geológico de España*. Geotemas 13: 555.
- Casquet, C., E. Baldo, C. Galindo, R.J. Pankhurst, C.W. Rapela y M.C. Fanning**, 2014. Las vulcanitas de la Formación San Luis (Sierra de San Luis, Argentina): Nueva edad (SHRIMP) y geoquímica isotópica (Sr–Nd). *Acta de XVIII Congreso Geológico Argentino*, 345, Córdoba.
- Celi, S.**, 1991. *Geología y petrografía de los alrededores de Paso del Rey*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 55 pp. (inédito).
- Clemens, K. y H. Miller**, 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Famatina. En: F.G. Aceñolaza, H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina, Müncher Geologische Hefte* (Reihe A Allgemeine Geologie) A19: 31–49, Munich.
- Collo, G. y R.A. Astini**, 2008. La Formación Achavil: Una nueva unidad de bajo grado metamórfico en la evolución cámbrica superior del Famatina. *RAGA* 63 (3): 344–362.
- Collo, G., R. Astini, P.A. Cawood, C. Buchan y M. Pimentel**, 2009. U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt: implications for late Neoproterozoic–early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society of London* 166: 303–319.
- Costa C., C. Gardini, J. Chiesa, A. Ortiz Suárez, G. Ojeda, D. Rivarola, G. Tognelli, E. Strasser, A. Carugno Durán, P. Morla, P. Guerstein, D. Sales y H. Vinciguerra**, 2001. Hoja Geológica 3366-III, San Luis. Provincias de San Luis y Mendoza. Boletín de SEGEMAR 293.
- Criado Roqué, P., C. Mombrú y V. Ramos**, 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: M. Yrigoyen (Ed.): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis. Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino*, 155–192, San Luis.

- Cristofolini, E.A., J.E. Otamendi, M.N. Ducea, D.M. Pearson, A.M. Tibaldi e I. Baliani**, 2012. Detrital zircon U–Pb ages of metasedimentary rocks from Sierra de Valle Fértil: Entrapment of Middle and Late Cambrian marine successions in the deep roots of the Early Ordovician Famatinian arc. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 77–94.
- Crowell, J.**, 1957. Origin of pebbly mudstones. *Geological Society of America Bulletin* 68: 993–1010.
- Cucchi, R.J.**, 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. *RAGA* 19: 135–150.
- Dalla Salda, L.H., C.A. Cingolani y R. Varela**, 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617–620.
- Delakowitz, B., R. Höll, M. Hack., M.K. de Brodtkorb y H. Stärk**, 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 189–200.
- de los Hoyos, C.R., A.P. Willner, M.A. Larrovere, J.N. Rossi, A.J. Toselli y M.A. Basei**, 2011. Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust. The Famatinian belt in NW Argentina. *Gondwana Research* 20: 309–324.
- Di Pasquale, C.A.**, 1992. *Geología y petrografía de la zona de La Carolina*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 93 pp. (inédito).
- Dott, R.H.**, 1964. Wacke, Graywacke and matrix-what approach to immature sandstone clasification? *Journal of Sedimentary Petrology* 34: 625–632.
- Drobe, M., M. López de Luchi, A. Steenken, R. Frei, R. Naumann, S. Siegesmund y K. Wemmer**, 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 239–262.
- Drobe, M., M. López de Luchi, A. Steenken, K. Wemmer, R. Naumann, R. Frei y S. Siegesmund**, 2011. Geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina) based on geochemical, Sm–Nd, Pb–Pb and SHRIMP data. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* 100: 631–657.
- Edwards, M.**, 1986. Glacial Environments. En: H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Enviroments and Facies*, 2nd. Blackwell Science, Oxford: 445–470.
- Einsele, G.**, 1991. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, New York, 628 pp.
- Enríquez, E.**, 2013. *Geología y Estructura del Basamento en la zona de Ea. Pancanta, San Luis*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis. 109 pp. (inédito).
- Fernández, R., N. Pezzutti y M.K. de Brodtkorb**, 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo – Paso del Rey - Santo Domingo, provincia de San Luis. En M.K. de Brodtkorb (Ed.): *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata 1: 153–170.
- Flint, R.F., J.E. Sanders y J. Rogers**, 1960. Diamictite, a subtle term for synmictite. *Geological Society of America Bulletin* 71: 1809–1810.
- Fuentes, M.G.**, 2011. *Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de la Formación San Luis (Proterozoico Tardío – Paleozoico Temprano) de la zona central de la faja*

occidental de la sierra de San Luis, Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 77 pp. (inédito).

Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la provincia de San Luis. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Secretaría de Geología Mineralogía y Minería* X (2), Buenos aires.

González, R. 1957. Descripción geológica de la hoja 22g, Quines, San Luis. Boletín 87 de la Dirección Nacional de Minería, Buenos Aires.

González, P.D., 2000. Banded Iron Formation del basamento pre-Famatiniano de San Luis: primer registro en Argentina. En: I. Schalamuk, M. K. de Brodtkorb y R. Etcheverry (Eds.), *Mineralogía y Metalogenia 2000*. INREMI 6: 191–198, La Plata.

González, P.D., 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo – metamórfico de la sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 383 pp. (inédito)

González, P.D. y E.J. Llambías, 1998. Estructura interna de las metamorfitas pre-famatinianas y su relación con la deformación del Paleozoico inferior en el área de Gasparillo, San Luis, Argentina. *Actas del 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 421–426, Buenos Aires.

González, P.D. y A.M. Sato, 2000. Los plutones monzoníticos cizallados El Molle y Barroso: dos nuevos intrusivos orogénicos en el oeste de las sierras de San Luis, Argentina. *Actas del 9° Congreso Geológico Chileno*, 1 (4): 621–625, Puerto Varas.

González, P.D., A.M. Sato y E. Llambías, 2002. The komatiites and associated mafic to ultramafic metavolcanic rocks of western Sierra de San Luis. *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino*, 2: 87–90, El Calafate.

González, P.D., A.M. Sato, E.J. Llambías, M.A.S Basei y S.R.F. Vlach, 2004. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of western Sierra de San Luis (Argentina), in relation to Cuyania Accretion. *Gondwana Research* 7: 1157–1170.

González, P., A. Sato y E. Llambías, 2006. Geologías de las fajas de deformación dúctil del oeste de la Sierra de San Luis. *Resúmenes de la 13° Reunión de Tectónica*, 29, San Luis.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *RAGA* 3: 81–110.

González Bonorino, F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *RAGA* 19 (3): 135–150.

González Díaz, E.F., 1981. Geomorfología. En: M. Yrigoyen (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino*: 193–236.

Gordillo, C. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Acta del 2° Simposio de Geología Regional Argentina*, 577–650, Córdoba.

Grasso Ríos, M.C., 20011. *Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de bajo grado de la Formación San Luis (Proterozoico Tardío – Paleozoico Temprano) en el sector Norte de la Faja occidental de las Sierras de San Luis. Provincia de San Luis. Argentina*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 83 pp. (inédito).

- Gromet, I.P. y C. Simpson**, 2000. Cambrian orogeny in the Sierras Pampeanas, Argentina: ridge subduction or continental collision? *Abstract with Programs Geological Society of America*, 32: A–505. Boston.
- Grosso Cepparo, P., A. Ortiz Suárez, J. Gómez Figueroa**, 2007. Metamorfitas Las Higuera. Sierras Pampeanas de San Luis, Argentina. *Acta del 5° Congreso Uruguayo de Geología*, 77, Montevideo.
- Guiñazú, J.**, 1961. Descripción geológica de la hoja 24f, San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito).
- Hack, M., M.K. de Brodtkorb, R. Höll y A. Brodtkorb**, 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique la Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En: M.K. de Brodtkorb (Ed.), *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de la Plata 1: 11 – 152.
- Hauzenberger, C., A. Mogessie, G. Hoinkes, A. Felfernig, E. Bjerg, J. Kostadinoff, S. Delpino y L. Dimieri**, 2001. Metamorphic evolution of the Sierra de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology* 71: 95–126.
- Hladil, J.**, 1991. The Upper Ordovician dropstones of Central Bohemia and their paleogravity significance. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 66: 65–74.
- Hobbs, B., W. Means y P. Williams**, 1981. *Geología Estructural*. Omega, Barcelona. 581 pp.
- Icazatti, F.A.**, 2003. *Geología y petrología de la Sierra de Tilisarao*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis. 83 pp. (inédito).
- Icazatti, M.F.**, 2009. *Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de bajo grado de la Fm. San Luis (PE tardío – Pz temprano) en el sector del Río Quinto, San Luis, Argentina*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 65 pp. (inédito).
- Juri Ayub, G.**, 1991. *Geología y petrografía de la zona sur del Cerro Blanco*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 86 pp. (inédito).
- Kawai, T., B.F. Windley, M. Terabayashi, H. Yamamoto, Y. Isozaki, y S. Maruyama**, 2008. Neoproterozoic glaciation in the mid-oceanic realm: An example from hemi-pelagic mudstones on Llanddwyn Island, Anglesey, UK. *Gondwana Research* 14:105–114.
- Kilmurray, J.**, 1981. Petrología metamórfica y aspectos estructurales de las formaciones comprendidas entre La Toma y el Río Quinto. Sierras de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 12 (1-2): 31–45.
- Kilmurray, J.**, 1982. Estructura y petrología de la región de Trapiche, Dique La Florida, Provincia de San Luis, Argentina. *Actas del 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 239–249. Buenos Aires.
- Kilmurray, J. y L. Dalla Salda**, 1979. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Obra del Centenario del Museo de La Plata IV: 167–178.
- Kilmurray, J. y L. Villar**, 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: M. Yrigoyen (Ed.): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis. Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino*, 33–54.

- Kranck, K.**, 1984. Grain size characteristics of turbidites. En: D.A. Stow y D.J Piper (Eds.) *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. Geological Society Special Publication 15. Blackwell, Oxford: 83–92.
- Larrovere, M.A., C.R. de los Hoyos, A.J. Toselli, J.N. Rossi, M.A. Basei y M.E. Belmar**, 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279–297.
- Llambías, E.J. y L. Malvicini**, 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. *RAGA* 37: 100–143.
- Llambías, E.J., C.A. Cingolani, R. Varela, C. Prozzi, A. Ortiz Suárez, R. Caminos, A. Toselli y J. Saavedra**, 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis. *Resúmenes Expandidos del 6° Congreso Geológico Chileno*, 187–191, Viña del Mar.
- Llambías, E.J., A.M. Sato, C. Prozzi y V. Sánchez**, 1996. Los pendants de gneises en el Plutón Gasparillo: evidencia de un metamorfismo pre-Famatiniano en las Sierras de San Luis. *Actas del 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 369–376, Buenos Aires.
- Llambías, E.J., A.M. Sato, A. Ortiz Suárez y C. Prozzi**, 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Special Publication of Geological Society of London 142: 325–341.
- López de Luchi, M.G.**, 1986. *Geología y Petrología del basamento de la Sierra de San Luis, Región del Batolito de Renca*. Tesis Doctoral, Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Universidad de Buenos Aires, 374 pp. (inédito).
- López de Luchi, M.A., H.A. Ostera, E. Linares y E.A. Rossello**, 2001. Preliminary calculations of the cooling rate of the Renca Batholith, Sierra de San Luis, Argentina. *Extended Abstract Volume of III South American Symposium on Isotope Geology*: 45–48, Santiago, Chile.
- López de Luchi, M.G., A. Hoffmann, S. Siegesmund, K. Wemmer y A. Steenken**, 2002. Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based on biotite and muscovite cooling ages. *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino*, 1: 309–315, El Calafate.
- López de Luchi, M.G., M.E. Cerredo, S. Siegesmund, A. Steenken y K. Wemmer**, 2003. Provenance and tectonic setting of the protoliths of the metamorphic complexes of Sierra de San Luis. *RAGA* 58: 525–540.
- López de Luchi, M., S. Siegesmund, A. Steenken, y K. Wemmer**, 2004. Crustal and enriched derived melts in the Devonian magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina. *EOS Transactions American Geophysical Union* 85 (17), Joint Assembly Supplement, abstract B43B-01.
- López de Luchi, M., S. Siegesmund, K. Wemmer, A. Steenken y R. Naumann**, 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 24: 138–166.
- Loss, R. y A. Giordana**, 1952. Osservazioni sul Proterozoico di Jujuy (Argentina). *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali*, 92: 189 pp.
- Lowe, D.R.**, 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279–297.

- Marchese, H., E. Di Paola y A. Spiegelman**, 1970. Métodos y Técnicas para el estudio de muestras de perforación ("cuttings" y testigos). *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y sedimentología* 1 (3–4): 93–116.
- Martino, R.D., A.B. Guerreschi y J.A. Sfragulla**, 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of the northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 280–298.
- McClay, K.R.**, 1987. *The mapping of geological structures*. Jon Wiley & son, Nueva York. 161 pp.
- Mohrig, D., K.X. Whipple, M. Hondzo, C. Ellis y G. Parker**, 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin* 110: 387–394.
- Morosini, A.**, 2011. *El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 434 pp. (inédito).
- Morosini, A., A. Ortiz Suárez y G. Ramos**, 2006. Modelo de deformación para el Sector Norte del Granito La Escalerilla. San Luis, Argentina: Un aporte a la Tectónica del Ciclo Famatiniano. *Acta de la 13ª Reunión de Tectónica*, 44, San Luis.
- Morosini, A., G. Ramos y A. Ortiz Suárez**, 2007. Preliminary differences in the composition and geochemistry, between the north and south zones of the La Escalerilla pluton, Sierra de San Luis, Argentina. *Denver Annual Meeting of Geological Society of America* 39 (6): 465.
- Mulder, T. y J. Alexander**, 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269–299.
- Mutti, E.**, 1992. *Turbidite sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese, 275 pp.
- Mutti, E., G. Davoli, S. Mora y L. Papani**, 1994. Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. En: P. Weimer, A.H. Bouma y B. Perkins (Eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems*. GCS SEPM 15th Annual Research Conference: 257–268.
- Olsen Gubernievicz, D.E.**, 2011. *Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de la Formación San Luis (Proterozoico Tardío – Paleozoico Temprano) de la zona sur de la Faja Occidental de la Sierra de San Luis, Argentina*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 75 pp. (inédito).
- Ortiz Suárez, A.**, 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 19 (1-4): 13–24.
- Ortiz Suárez, A.**, 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *RAGA* 51: 321–330.
- Ortiz Suárez, A.**, 1999. *Geología y petrología del área de San Francisco del Monte de Oro. San Luis*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 259 pp. (inédito).
- Ortiz Suárez, A.**, 2006. Evolución Tectónica Famatiniana del Basamento de la Sierra de San Luis. *Resúmenes de la 13ª Reunión de Tectónica*, 45, San Luis.
- Ortiz Suárez, A. y M.C. Casquet**, 2005. Inversión metamórfica en el orógeno famatiniano de la Sierra de San Luis, Argentina. *Geogaceta* 38: 231–234.
- Ortiz Suárez, A., C. Prozzi y E. Llambías**, 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 209–381.

- Ortiz Suárez, A., P. Grosso Cepparo, J. Gómez Figueroa, M. Erroz y T. Montenegro**, 2009. Geología del Basamento en el extremo noroeste de la Sierra de San Luis. *RAGA* 64 (3): 481–492.
- Ortiz Suarez, A., A. Morosini, H. Ulacco y A. Carugno Duran**, 2012. Geología y geofísica del cuerpo mafico-ultramafico Las Cañas, Provincia de San Luis. *Correlación Geológica* 28: 09–26.
- Pankhurst, R.J., C.W. Rapela y C.M. Fanning**, 2000. Age and origin of coeval TTG, land S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91: 151–168.
- Pastore, F.**, 1929. Conocimientos sobre la composición y orogenia del macizo cristalino central de la Argentina. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 108: 275–286.
- Pastore, F.**, 1935. Hoja 20 del Mapa Geológico de la República Argentina. Boletín 3 de la Dirección de Minas y Geología. Buenos Aires.
- Pastore, F. y O. Ruiz Huidobro**, 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo, San Luis. Boletín 78 de la Dirección Nacional de Minería y Geología. Buenos Aires.
- Pastore, F. y R. González**, 1954. Descripción geológica de la Hoja 23g, San Francisco, San Luis. Boletín 80 de la Dirección Nacional de Minería y Geología. Buenos Aires.
- Perocco, P.J.**, 2009. *Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de bajo grado de la Fm. San Luis (PE tardío – Pz temprano) en el sector de Santo Domingo, San Luis, Argentina*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 66 pp. (inédito).
- Perón Orrillo, J.M.**, 2009. *Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de bajo grado de la Fm. San Luis (PE tardío – Pz temprano) en el sector del Río Cañada Honda, San Luis, Argentina*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 86 pp. (inédito).
- Perón Orrillo, J.M., D. Rivarola, A. Ortiz Suárez, D. Olsen, G. Fuentes, C. Grasso, M. Icazatti y P. Perocco**, 2012. Análisis paleoambiental y evolutivo de la Formación San Luis (Proterozoico Superior – Paleozoico Inferior), San Luis. *Resúmenes de la XIII Reunión Argentina de Sedimentología*, 167–168, Salta.
- Perón Orrillo, J.M. y D. Rivarola**, 2014. Sedimentología y Paleoambientes de los Metaconglomerados de la Formación San Luis (PE Sup. – E Inf.), San Luis, Argentina. *Resúmenes de la XIV Reunión Argentina de Sedimentología*, 218–219, Puerto Madryn.
- Pettijohn, F.J.**, 1957. *Sedimentary rocks 2nd*. Harper, New York. 718 pp.
- Pettijohn, F.J., P.E. Potter y R. Siever**, 1987. *Sand and Sandstone 2nd*. Springer-Verlag, New York. 553 pp.
- Pickering, K., D. Stow, M. Watson y R. Hiscott**, 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and clasifcation scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Review* 23: 75–174.
- Prozzi, C.**, 1990. Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. *Actas del XI Congreso Geológico Argentino*, I: 452–455, San Juan.
- Prozzi, C. y G. Ramos**, 1988. La Formación San Luis. *Primeras Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas*, 1 pp., San Luis.
- Prozzi, C. y M.C Rosso**, 1990. Pizarras carbonosas en el basamento de San Luis, Argentina. *Actas del XI Congreso Geológico Argentino*, I: 202–205, San Juan.
- Prozzi, C. y A. Ortiz Suárez**, 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). *Actas del 7º Congreso Geológico Chileno* II: 1167–1171, Concepción.

- Prozzi, C. y U. Zimmermann**, 2005. Provenance of Metasedimentary Successions of the Sierra de San Luis: First Results. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata.
- Ramos, G., C. Prozzi y A. Ortiz Suárez**, 1996. Conglomerados del basamento de Sierras Pampeanas. *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos I*: 607–617, Buenos Aires.
- Ramos, G., A. Ortiz Suárez y A. Morosini**, 2007. The wolfram Valle de Pancanta–La Carolina belt related to shear zone in Sierras Pampeanas, San Luis, Argentina. Denver Annual Meeting, *Geological Society of America* 39 (6): 623.
- Ramos, V.A., R. Martino, J. Otamendi y M.P. Escayola**, 2014. Evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales. *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino*, 965 - 977. Córdoba.
- Ramos, V.A.**, 1988. Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, 11: 168-175.
- Ramos, V.A.**, 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En: M.K. de Brodtkorb (ed.): *Geología de Yacimientos de Wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 1: 185–196.
- Ramsay, J.**, 1967. *Folding and fracturing of rocks*. International series in the earth and planetary sciences. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay, J. y M. Huber**, 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, Londres. 392 pp.
- Rapela, C.W., R.J. Pankhurst, C. Casquet, E. Baldo, J. Saavedra, C. Galindo y C.M. Fanning**, 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Special Publication of Geological Society of London 142: 181–217.
- Rapela, C.W., R. J. Pankhurst, C. Casquet, C.M. Fanning, E.G. Baldo, J.M. González-Casado, C. Galindo y J. Dahlquist**, 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83, 49–82.
- Rapela, C.W., S.O. Verdecchia, C. Casquet, R.J. Pankhurst, E.G. Baldo, C. Galindo, J.A. Murra, J.A. Dahlquist y C.M. Fanning**, 2015. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research* 32. doi:10.1016/j.gr.2015.02.010.
- Reading H.G.**, 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd. Blackwell Science, Reino Unido, 704 pp.
- Rivarola, D. y A. Ortiz Suárez**, 2008. Los metaconglomerados de la Formación San Luis. Origen glacimarino? *Acta de la XII Reunión Argentina de Sedimentología*, 152, Buenos Aires.
- Rivarola, D., A. Ortiz Suárez, J.M. Perón Orrillo, P. Perocco y M. Icazzati**, 2010. Stratigraphy and sedimentology of San Luis Formation, Late Proterozoic - Early Paleozoic of San Luis Province. A first approach. *Abstracts Volumen of 18th International Sedimentological Congress*, 752, Mendoza.
- Rivarola, D., A. Ortiz Suárez y J.M. Perón Orrillo**, 2011. Facies de diamictitas glaciarias en la Formación San Luis (Proterozoico superior – Paleozoico inferior?), implicancias cronológicas. *Acta del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 227–228, Neuquén.

- Rodríguez, C.**, 2012. Estratigrafía y Sedimentología del Grupo de Micaesquistos (Proterozoico Tardío – Paleozoico Temprano) de la zona sur de la Sierra de San Luis. Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis. (inédito)
- Sallés, L.**, 2013. *Geología y Petrografía de los granitoides ubicados en la faja de Cizalla El Realito – Río de la Quebrada, entre los 32°52 y los 32°58' de latitud S, provincia de San Luis*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis. 106 pp. (inédito).
- Sánchez, M.C. y J.A. Salfity**, 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el Noroeste Argentino: desarrollo estratigráfico y paleogeográfico. *Acta Geologica Hispánica* 34, 123–139.
- Sanders, J.E.**, 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. En: G.V. Middleton (Ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. SEPM Special Publication 12:192–219.
- Sato, A.M., A. Ortiz Suárez, E.J. Llambías, C. Cavarozzi, V. Sánchez, R. Varela y C. Prozzi**, 1996. Los plutones Pre-Oclóyicos del Sur de la Sierra de San Luis: Arco Magmático al inicio del Ciclo Famatiniano. *Actas del 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 259–272, Buenos Aires.
- Sato, A.M., P.D. González y K. Sato**, 2001. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of Sierra de San Luis, Argentina. *Extended Abstract Volume of 3° South American Symposium on Isotope Geology*, 620–623, Santiago.
- Sato, A.M., P.D. González, P.D. y E.J. Llambías**, 2002. The Ordovician of the Sierra de San Luis: Famatinian magmatic arc and low to highgrade metamorphism. En: F.G. Aceñolaza (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica, Tucumán, 16: 327–346.
- Sato, A.M., P.D. González y E. Llambías**, 2003. Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *RAGA* 58: 487–504.
- Sato, A. M, P.D. González, M.A. Basei y E. Llambías**, 2006. U–Pb ages of komatiitic rocks from Sierra de San Luis, Argentina. *Short Papers Volume of 5° South American Symposium on Isotope Geology*, 169–173, Punta del Este.
- Scasso, R.A. y C.O. Limarino**, 1997. *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1, 257 pp.
- Sims, J., P. Stuart-Smith, P. Lyons y R. Skirrow**, 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR* 28: 148, Buenos Aires.
- Sims, J., T. Ireland, A. Camacho, P. Lyons, P. Pieters, R. Skirrow, P. Stuart Smith y R. Miró**, 1998. U–Pb, Th–Pb and Ar–Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Special Publication of Geological Society of London 142: 259–281.
- Spears, D.A.**, 1980. Towards a classification of Shales. *Journal of Geological Society* 137: 125–129.
- Söllner, F., M.K. de Brodtkorb, H. Miller, N. Pezzutti y R. Fernández**, 2000. U–Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. *RAGA* 55: 15–22.

- Steenken, A., K. Wemmer, M.G. López de Luchi, S. Siegesmund y S. Pawlig**, 2004. Crustal Provenance and Cooling of the Basement Complexes of the Sierra de San Luis: An insight Into the Tectonic History of the Proto-Andean Margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7 (4): 1171–1195.
- Steenken, A., S. Siegesmund, M.G. López de Luchi, R. Frei y K. Wemmer**, 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society* 163: 965–982.
- Steenken A, S. Siegesmund, K. Wemmer y M.G. López de Luchi**, 2008. Time constraints on the Famatinian and Achaian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Science* 25 (3): 336–358.
- Stow, D.**, 1985. Deep-sea clastics: where are we and where are we going? En: P.J. Brenchly y P.J. Williams (Eds.), *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Geological Society, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 67–94.
- Stow D. y J. Bowen**, 1978. Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. *Nature* 274: 324–328.
- Stow D. y M. Mayall**, 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17: 125–135.
- Stuart-Smith, P.G., A. Camacho, J.P. Sims, R.G. Skirrow, P. Lyons, P.E. Pieters, L. Black y R. Miró**, 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: V.A. Ramos y J.D. Keppie (Eds.), *Laurentia-Gondwana before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336: 87–114.
- Teruggi, M.**, 1982. *Diccionario Sedimentológico Volumen 1: Rocas Clásticas y Piroclásticas*. Ediciones Científicas Argentinas Librart, Buenos Aires, 104 pp.
- Toselli, A.J.**, 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En: F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, *Serie Correlación Geológica*, 4: 181–197.
- Toselli, A.J., F.G. Aceñolaza, A.N. Sial, J.N. Rossi y V.P. Ferreira**, 2005. Los carbonatos de la Formación Puncoviscana s.l.: Correlación quimioestratigráfica e interpretación geológica. *Actas del 16º Congreso Geológico Argentino*, 2: 327–333, La Plata.
- Urgo, M.M.**, 2004. *Geología y petrología de la región sur de la Sierra de La Estanzuela*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis. 52 pp. (inédito).
- van Staden, A. y U. Zimmermann**, 2003. Tillites or ordinary conglomerates? Provenance studies on diamictites of the Neoproterozoic Puncoviscana in NW Argentina. *Acta del 11º Congreso Geológico Chileno*, Concepción.
- Varela, R., E.J. Llambías, C.A. Cingolani y A.M. Sato**, 1994. Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. *Actas del 7º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1249–1253, Concepción.
- Vera Torres, J.A.**, 1994. *Estratigrafía, Principios y Métodos*. Rueda, Madrid. 806 pp.
- Verdecchia, S.O., E.G. Baldo, J.L. Benedetto y P.A. Borghi**, 2007. The first shelly faunas from metamorphic rocks of the Sierras Pampeanas (La Cébila Formation, Sierra de Ambato, Argentina): age and paleogeographic implications. *Ameghiniana* 44: 493–498.

- Verdecchia, S.O., C. Casquet, E.G. Baldo, R.J. Pankhurst, C.W. Rapela, M. Fanning y C. Galindo,** 2011. Mid- to Late Cambrian docking of the Rio de la Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U–Pb SHRIMP detrital zircon ages from Sierras de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of the Geological Society of London* 168: 1061–1071.
- Verdecchia, S.O., J.A. Murra, E.G. Baldo, C. Casquet, I. Pascua y J. Saavedra,** 2014. Geoquímica de las rocas metasedimentarias del Cámbrico medio al Ordovícico temprano de la Sierra de Los Llanos (Sierras Pampeanas, Argentina): Fuente de sedimentos, correlación y ambiente geotectónico. *Andean Geology* 41 (2): 380 – 400.
- von Gosen, W.,** 1998. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina) - structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 79–109.
- von Gosen, W. y C. Prozzi,** 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 301–314, Buenos Aires.
- von Gosen, W. y C. Prozzi,** 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto- Andean Margin of Gondwana. En: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Special Publication of Geological Society of London 142: 235–258.
- von Gosen, W., W. Loske y C. Prozzi,** 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 237–250.
- Vujovich, G.I. y H.A. Osters,** 2003. Evidence of the Pampean cycle in the basement of the northwestern sector of the Sierra de San Luis. *RAGA* 58: 541–548.
- Wilson, G.,** 1978. *Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo en el campo*. Omega, Barcelona. 120 pp.
- Whitmeyer S.J. y C. Simpson,** 2004. Regional deformation of the Sierra de San Luis, Argentina: Implications for the Paleozoic development of western Gondwana. *Tectonics* 23: TC1005.
- Withney, D.L. y B.W. Evans,** 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Zambroni, N., L. Pinotti, F. D'Eramo y J. Coniglio,** 2013. Estudio petrológico estructural preliminar de la tonalita El Tamboreo, sierra de San Luis, Argentina. *Acta del 11º Congreso de Mineralogía y Metalogenia*, 365–368, San Juan.
- Zardini, R.A.,** 1966. Composición, estructura y origen del plutón de la Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. *Acta Geológica Lilloana* 8: 49–73.
- Zavala, C., C. Prozzi y H. Freije,** 2000. Hallazgo de facies contorníticas en el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano de las Sierras Pampeanas, Argentina. *Resúmenes del II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología*, 187–188, Mar del Plata.